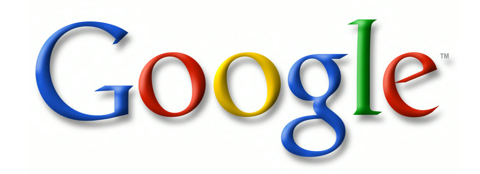
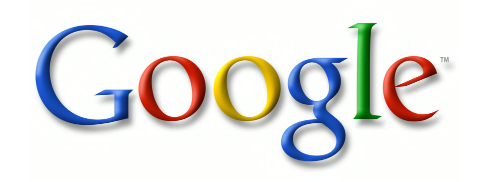
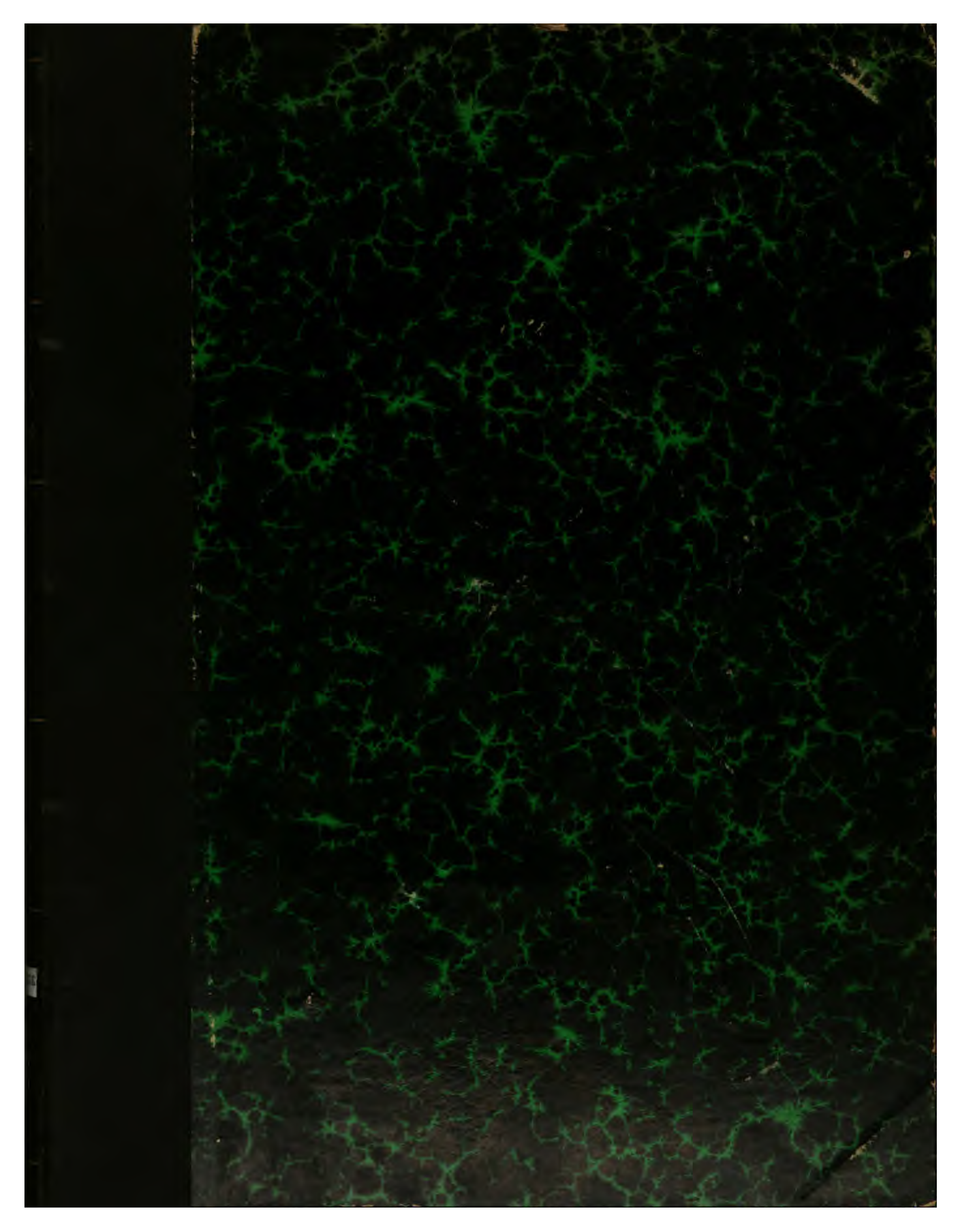

Google








RECHERCHES GEOLOGIQUES ET PÉTROGRAPHIQUES

SUR

L'OURAL DU NORD

LE BASSIN DE LA HAUTE WICHÉRA

PAR

Louis DUPARC
Professeur à l'Université de Genève

AVEC LA COLLABORATION POUR LES RECHERCHES SUR LE TERRAIN

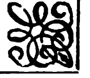
DE
Francis PEARCE
Professeur extraordinaire à l'Université

ET DE
Marguerite TIKANOWITCH
Assistant au laboratoire de minéralogie

TROISIÈME PARTIE

Avec 32 figures, 1 carte, 4 planches et 40 clichés dans le texte.

GENÈVE
Imprimerie Albert Kundig
—
1909

RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET PÉTROGRAPHIQUES

SUR

L'OURAL DU NORD

LE BASSIN DE LA HAUTE WICHÉRA

PAR

Louis DUPARC
Professeur à l'Université de Genève

AVEC LA COLLABORATION POUR LES RECHERCHES SUR LE TERRAIN

DE
Francis PEARCE
Professeur extraordinaire à l'Université

ET DE
Marguerite TIKANOWITCH
Assistant au laboratoire de minéralogie

TROISIÈME PARTIE

Avec 32 figures, 1 carte, 4 planches et 40 clichés dans le texte.

GENÈVE
IMPRIMERIE ALBERT KUNDIG

1909

[illegible]

29 June [illegible]

Mineralogical Laboratory

MÉMOIRES
DE LA
SOCIÉTÉ DE PHYSIQUE ET D'HISTOIRE NATURELLE DE GENÈVE
VOLUME 36, FASCICULE 1.

RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET PÉTROGRAPHIQUES

SUR

L'OURAL DU NORD

LE BASSIN DE LA HAUTE WICHÉRA

PAR

Louis DUPARC
Professeur à l'Université de Genève

AVEC LA COLLABORATION POUR LES RECHERCHES SUR LE TERRAIN

DE
Francis PEARCE
Professeur extraordinaire à l'Université

ET DE
Marguerite TIKANOWITCH
Assistant au laboratoire de minéralogie

TROISIÈME MÉMOIRE

Avec 32 figures, 1 carte, 4 planches et 40 clichés dans le texte.

PRÉFACE

Ce volume renferme les résultats des recherches poursuivies pendant trois années consécutives sur le bassin de la Wichéra. La première campagne fut faite pendant l'été de 1904 en compagnie de M[me] Tikanowitch, de M. F. Pearce, de MM. C. Couchet et A. Fuchs, élèves à l'Université de Genève; elle eut pour objet l'exploration de la région des sources de la Soswa, ainsi que celle du bassin de la rivière Uls, tributaire de la Wichéra. Venus depuis Bogoslowsk par Baronskœ et par le sentier qui relie cette petite localité aux usines de Koutim, nous avons ensemble, ou par groupes séparés, parcouru les chaînes du Poyassowoï-Kamen et du Liampowsky, la grande vallée de l'Uls, les différents ouwals qui font suite vers l'Ouest aux chaînes précitées, puis surtout étudié avec détail la longue chaîne de Kwarkouche et les rides qui en dépendent.

Dans la seconde campagne faite en 1905 à la même époque et avec les mêmes personnes, sauf M. Fuchs, nous avons exploré spécialement le bassin de la Wichéra. Après avoir remonté le cours de cette rivière jusqu'à la hauteur du Toulimsky-Kamen et fait en commun l'ascension de cette montagne, nous nous sommes divisés en deux groupes qui ont travaillé séparément. Le premier groupe, composé de MM. Pearce et Couchet, a étudié les chaînes qui s'étendent de la Wichéra à la ligne de partage, depuis l'extrémité sud du Toulimsky jusqu'au Pourminsky-Kamen vers le nord. Cette région comprend les chaînes de l'Ichérim et du Mourawlinsky-Kamen, le massif du Yalping-Nior, les crêtes de l'Oschi-Nior, du Wichersky-Kamen, du Mouni-Nior, etc.

Le second groupe, composé de Mme Tikanowitch et de moi-même, a exploré la région qui vient immédiatement au Sud, depuis le Toulimsky jusqu'à la hauteur d'Ust-Uls. Ce territoire comporte les chaînes du Kouriksar, du Tschouwal, du Propachii-Kamen et du Joubrechkine, les crêtes de Choudia, la montagne de Choudi Pendisch, le Martaïsky-Kamen, le Bieli-Kamen et son prolongement vers le nord, puis enfin la ligne de partage elle-même.

La troisième campagne faite pendant l'été 1906 fut entreprise à la demande de la Société Volga-Wichéra ; elle eut pour but l'étude détaillée des gîtes de la Wichéra et celle du synclinal dévonien et des régions avoisinantes. Nous nous sommes également divisés en deux partis de recherches. Le premier, composé de Mme Tikanowitch et de moi-même, a étudié les gisements de Verkne et de Nijne-Tschouwal, celui du Youbrechkine-Kamen et celui de Choudia ; il a également exécuté les recherches détaillées sur la région située entre Verkhne-Tschouwal et Ust-Uls le long de la Wichéra, à quelques kilomètres de part et d'autre des deux rives.

Le second parti, composé de MM. Pearce et Couchet, a étudié spécialement les gîtes de Koutim que nous avions déjà sommairement visités en 1904, et a procédé à des recherches détaillées dans les environs plus ou moins immédiats de ces gîtes.

Il me faut encore ajouter qu'en 1907 je suis retourné aux sources de la Wichéra dans le but d'étudier surtout la région qui se trouve à l'Est de la ligne de partage, et ai eu l'occasion de parcourir à nouveau une partie du territoire exploré en 1905 pour compléter certaines observations.

Occupé à d'autres travaux, je n'ai qu'assez tardivement pu procéder à l'étude de l'énorme matériel récolté au cours de ces différentes campagnes ; mon collaborateur habituel M. Pearce étant absent depuis près d'une année, j'ai dû faire seul le travail de laboratoire et me charger entièrement de toute la partie pétrographique et microscopique ainsi que de la rédaction et de la mise au point de cet ouvrage ;

Mme Tikanowitch a bien voulu faire une partie des analyses chimiques. Je tiens en terminant cette préface à remercier tout spécialement MM. Rebotier directeur et Brun ingénieur en chef des usines de la Volga-Wichéra, qui m'ont beaucoup facilité le travail en mettant à ma disposition des moyens de locomotion variés, en me permettant de me ravitailler aux magasins des usines, et en me fournissant de nombreux renseignements sur la région.

Genève, avril 1909.

L. DUPARC.

DIVISION DU TRAVAIL ET INDICATIONS GÉNÉRALES

Ce travail est divisé en trois parties :

La *première partie* comprend un exposé sommaire de la topographie et de la géographie physique de la contrée qui forme le bassin de la haute Wichéra, ainsi qu'une étude détaillée des formations qu'on y rencontre.

La *seconde partie* est consacrée à l'étude de la répartition des formations et de la tectonique; elle comprend également la description du curieux phénomène des hautes terrasses.

La *troisième partie* traite exclusivement la question des gisements de la Wichéra.

Pour suivre les itinéraires et les descriptions régionales le lecteur pourra consulter avec avantage la carte qui se trouve à la fin de ce volume, puis surtout celle de M. de Fedorow, intitulée Carte géologique du bassin des rivières Lozwa, de la partie supérieure de la rivière Wichéra et des parties adjacentes de l'Oural du Nord, publiée en 1889 dans le *Journal des Mines* de Saint-Pétersbourg, tome II.

Cette carte, sur laquelle le relief est sommairement indiqué, est généralement exacte et infiniment supérieure à celle $\frac{1}{420.000}$ de l'état-major russe pour la région de la Wichéra (feuilles 124 et 125). Pour suppléer au manque d'une carte détaillée et faire comprendre aussi nettement que possible la topographie et surtout la disposition des chaînes, nous avons reproduit de nombreuses vues photographiques et des croquis levés rapidement par nous et retouchés par un dessinateur. Ces croquis n'ont d'autre prétention que celle de reproduire fidèlement l'impression éprouvée, ce que ne fait pas toujours la photographie.

La partie pétrographique de ce travail a été effectuée avec soin, la détermination des constantes optiques des minéraux a été faite par les méthodes les plus modernes et toujours répétée sur de nombreuses sections du même minéral; les conventions adoptées restent celles usitées dans nos précédents ouvrages.

Les analyses ont été faites en double, les alcalis déterminés par deux méthodes différentes, soit celle à l'acide fluorhydrique, et celle au carbonate de chaux et au chlorure d'ammonium.

Pour l'interprétation des analyses de roches éruptives nous avons conservé le système proposé par M. Lewinson-Lessing, qui présente des avantages pour la comparaison avec les types pétrographiques que nous avons publié dans nos précédents ouvrages.

Par simple raison d'homogénéité nous avons gardé le même mode d'interprétation pour les analyses des schistes cristallins, bien qu'il eût été préférable, toujours en vue des comparaisons possibles avec des types établis par d'autres auteurs, de choisir le système proposé par M. Osann.

Pour les différentes structures des schistes cristallins, nous avons, dans la mesure du possible, adopté les dénominations imaginées par M. Becke et codifiées par M. Grubenmann.

BIBLIOGRAPHIE

1888. P. Krotow. *Geologische Forschungen am westlichem Ural Abhange in den gebieten von Tscherdyn und Solikamsk.* Mémoires du Comité géologique de Russie. Vol. VI.

1888. P. Krotow. *Carte géologique* $\frac{1}{420,000}$ *du versant occidental de l'Oural dans les districts de Solikamsk et de Tscherdyn.* (Carte géologique générale de la Russie d'Europe publiée par le Comité géologique.)

1889. E. de Feodorow. *Recherches géologiques dans la partie septentrionale des Monts Ourals.* Journal des Mines, Saint-Pétersbourg. 2 mémoires, p. 81, vol. II et p. 307, id.

1889. E. de Feodorow. *Carte géologique du bassin des rivières Lozwa de la partie supérieure de la rivière Wichéra et des parties adjacentes de l'Oural du Nord.* (5 verstes par dume.) Journal des Mines, Saint-Pétersbourg, vol. II.

1900. E. de Feodorow. *Recherches géologiques*, etc., fin. Journal des Mines, St-Pétersbourg. Vol. I, p. 145.

1902. L. Duparc et F. Pearce. *Recherches géologiques et pétrographiques sur l'Oural du Nord dans la Rastesskaya et Kizélowskaya Datcha.* Mémoires de la Société de physique de Genève. Vol. 34, fascicule 2.

1905. L. Duparc et F. Pearce. *Recherches géologiqnes et pétrographiques sur l'Oural du Nord*, etc. Deuxième mémoire. Mémoires de la Société de physique de Genève. Vol. 34, fascicule 5.

1905. L. Duparc et F. Pearce. *Sur la présence de hautes terrasses dans l'Oural du Nord. La Géographie.* Bulletin de la Société géographique de Paris.

1907. L. Duparc et F. Pearce. *Sur la Tschernichérite une nouvelle amphibole.* Comptes rendus de l'Académie des sciences de Paris et Archives des sciences physiques et naturelles de Genève. .

1908. L. Duparc. *Sur le gabbro et le minerai de fer du Joubrechkine-Kamen.* Comptes rendus de l'Académie des sciences de Paris.

1909. L. Duparc. *Sur quelques amphiboles du groupe de la glaucophane.* Archives des sciences physiques et naturelles. Comptes rendus de la Société de physique. Archives de Genève.

1909. L. Duparc. *Sur les schistes cristallins de l'Oural.* Comptes rendus de l'Académie des sciences de Paris, 1909.

PREMIÈRE PARTIE

CHAPITRE I

Orographie et Hydrographie de la Région.

§ 1. Situation géographique et moyens d'accès de la région étudiée. — § 2. Caractères généraux du relief. — § 3. Les chaînes dans les environs de Koutim. — § 4. Les chaînes entre Koutim et la région du Violce. — § 5. Les montagnes dans la région du cours supérieur de la Wichéra. — § 6. Le système hydrographique.

§ 1. *Situation géographique et moyens d'accès de la région étudiée.*

La région qui a fait l'objet de ce travail, est située entre le 28° et le 29° 10′ de longitude Est du méridien de Saint-Pétersbourg et le 60° 30′ et 61° 41′ de latitude Nord; elle appartient administrativement au district de Solikamsk, et comprend tout le bassin supérieur de la Wichéra, depuis ses sources jusqu'à quelques kilomètres au Sud de son confluent avec l'Uls. Sa limite orientale coïncide sensiblement avec celle de la ligne de partage des eaux asiatiques et européennes, elle est donc entièrement comprise sur le versant européen de l'Oural. Sa limite occidentale se trouve à quelques kilomètres à l'Ouest de la rive droite de la Wichéra, au pied même de la longue chaîne du Zolotoï Kamen et de son prolongement septentrional. La contrée parcourue forme donc une bande relativement étroite, qui mesure plus de 100 kilomètres du Nord au Sud, tandis que sa largeur qui est essentiellement variable, ne dépasse pas 25 à 30 kilomètres. Les seuls endroits habités de cette vaste étendue sont le village d'Ust-Uls sur la Wichéra, le centre usinier de Koutim qui en est distant d'une quarantaine de kilomètres (et qui est présentement désert), les usines du Violce sur la Wichéra également, à son confluent avec la rivière de ce nom, les deux petites localités de Nijne et Verkne-Tschouwal, en amont de Violce (qui sont actuellement abandonnées aussi), puis les laveries situées sur la Martaïka, affluent gauche du Violce, à une petite distance de la ligne de partage. Au delà de Verkne-Tschouwal la contrée est absolument déserte; en été cependant

des rares pêcheurs remontent la Wichéra assez loin en amont, et campent sur la rivière pendant quelques jours pour s'y livrer à une pêche presque toujours fructueuse. Dans l'intérieur du pays, on rencontre parfois aussi quelques familles de vogoules ou d'ostiaks nomades, qui campent, en compagnie de leurs troupeaux de rennes, sur les sommets arides et dénudés de la ligne de partage et qui s'y déplacent constamment pour trouver la nourriture de leur bétail. La rencontre de ces vogoules est toujours une bonne fortune, ils ravitaillent les caravanes en viande fraîche et transportent souvent une partie des bagages avec leurs rennes et leurs traîneaux.

Pour gagner la région du bassin supérieur de la Wichéra pendant l'été, on remonte la rivière en bateau à vapeur, depuis Tscherdyn à Wijaïka ou à Aktchim selon l'état des eaux, puis on continue le voyage en pirogues jusqu'à Ust-Uls ou jusqu'à Violce, selon que l'on veut se rendre à Koutim, ou sur les laveries de Martaïka près de la ligne de partage des eaux et plus au Nord. Il n'existe pas de service régulier entre Tscherdyn et Wijaïka; nous avons, pour faire ce trajet, toujours utilisé les remorqueurs que la société Volga-Wichéra a fort aimablement mis à notre disposition. Depuis Ust-Uls, on arrive à Koutim par la petite ligne de chemin de fer qui reliait la Wichéra aux usines, on peut également s'y rendre par le versant Est de l'Oural, depuis Bogoslowsk, en suivant le mauvais sentier qui va de cette usine au petit village de Baronskoe, puis longe la rivière Wagran et traverse ensuite la ligne de partage par un col assez bas de la chaîne du Poyassowoï.

Depuis Violce, on peut parvenir aux laveries de la Martaïka par plusieurs chemins différents aussi mauvais les uns que les autres; le plus praticable est celui qui part de Nijne-Tschouwal et aboutit sur le cours supérieur du Violce, en amont du confluent de la Martaïka. On peut aussi, lorsque l'état de l'eau le permet, remonter le cours du Violce en pirogue au delà de ce confluent.

Pour explorer la région des sources de la Wichéra, il faut, depuis Violce, remonter la rivière aussi loin que possible. Lorsque les eaux sont hautes, on peut arriver en pirogue un peu en amont du confluent de la rivière Nioulas; lorsqu'au contraire les eaux sont basses, ce qui est fréquemment le cas en été, il n'est guère possible de dépasser ce confluent. Comme il n'existe aucun centre de ravitaillement, il faut emporter avec soi tout le nécessaire pour une campagne de plusieurs mois, ce qui exige un assez grand nombre de pirogues qu'il faut faire acheter d'avance, et une équipe nombreuse d'hommes pouvant être à la fois porteurs et bateliers. Lorsque la navigation devient impossible, on quitte les pirogues qu'on laisse sous la surveillance d'un gardien, puis à travers la forêt, on cherche à gagner la ligne de partage, en transportant à dos d'homme le matériel et les provisions. On établit



Petit remorqueur sur la basse Wichéra.



Pirogues remontant la Wichéra. Aspect de la rivière.

ensuite près de cette ligne et dans un endroit favorable, un camp général, auquel on vient se ravitailler. Si l'on doit s'éloigner beaucoup du camp central, il est bon d'avoir une escouade de porteurs dont l'unique fonction consiste à établir des dépôts intermédiaires.

L'expédition sur la haute Wichéra peut être beaucoup facilitée si on effectue le transport des bagages et des provisions en hiver, époque pendant laquelle les communications sont beaucoup plus faciles. Il faut alors construire un abri étanche, et laisser un gardien pendant toute la mauvaise saison.

§ 2. *Caractères généraux du relief.*

La région de la Wichéra est essentiellement montagneuse; elle possède plusieurs chaînes importantes qui comptent parmi les plus élevées de l'Oural du Nord. Depuis la ligne de partage, quand on regarde alternativement vers l'Est et vers l'Ouest, on peut se convaincre que de même que plus au Sud, l'Oural est ici encore un relief dissymétrique. Vers l'Est, une chaîne assez élevée et très continue, située en moyenne à quinze ou vingt kilomètres de la ligne de partage, barre constamment l'horizon. Cette chaîne, qui présente plusieurs larges coupures transversales par lesquelles passent des rivières importantes tributaires de la Loswa, est celle appelée « Prédouralskaïa » par les géologues russes; au delà, vers l'Est, le relief s'aplatit rapidement et les quelques ondulations qui se succèdent avant la plaine, sont d'une importance minime au point de vue topographique.

Entre la « prédouralskaïa » et la ligne de partage, il existe toujours une large dépression occupée par des rides secondaires qui sont généralement de faible élévation, et presque toujours boisées.

Vers l'Ouest, au contraire, les montagnes s'étendent à perte de vue, et forment une interminable série de chaînes plus ou moins parallèles, qui couvrent toute la contrée jusqu'aux approches de la Wichéra. Le caractère de ces chaînes est assez variable; les unes sont de simples crêtes très uniformes et monotones, qui sont généralement boisées et sans sommets bien individualisés; les autres sont de hauts plateaux à la surface desquels on distingue, de loin déjà, quelques sommets rocheux isolés comme des signaux trigonométriques. Ces hauts plateaux sont herbeux, ou couverts de végétation rabougrie; on y trouve fréquemment quelques pierriers arides au milieu des herbes et des saules nains. (Tel est par exemple le cas pour la chaîne de Kwarkouche, ou pour celle de Tschouwal.) D'autres encore sont de véritables montagnes rocheuses, plus ou moins accidentées, dont les sommets bien individua-

lisés, toujours arides, dénudés et plus ou moins accidentés, s'élèvent fort au-dessus de la limite de végétation; ces montagnes rappellent dans une certaine mesure les chaînes alpines, et ne manquent pas d'un certain caractère. Tel est par exemple le cas pour le Toulimsky-Kamen, l'Ichérim ou encore le Yalping-Nior.

Les massifs élevés et isolés comme le Koswinsky ou le Daneskin-Kamen par exemple, font défaut dans cette région; les chaînes ont un caractère de continuité qui frappe, et bien qu'au premier coup d'œil il soit impossible de débrouiller les relations des innombrables rides qui vous environnent de toutes parts, on peut cependant se convaincre que certaines des plus accusées forment des accidents topographiques importants, qui se poursuivent sur une longueur assez considérable avec les mêmes caractères.

Les chaînes les plus élevées se rencontrent dans la partie septentrionale de la région; elles y forment même une série d'importants massifs parallèles, qui se succèdent de l'Oural jusqu'à la Wichéra (Yalping-Nior, Icherim, Toulimsky-Kamen, etc.). Dans la partie Sud cependant et notamment dans les environs de Koutim, on trouve aussi des hautes montagnes comme le Poyassowoï ou le Liampowsky-Kamen. Le sommet le plus élevé des montagnes de la Wichéra se trouve probablement au Toulimsky-Kamen ou peut-être aussi au Mourawlinsky-Kamen, il atteint environ 1500 mètres; mais il existe sur le Poyassowoï l'Icherim ou le Yalping-Nior plusieurs sommets qui mesurent 1200 mètres et d'autres nombreux qui dépassent 1000 mètres. La limite de la végétation est plus basse que celle que nous avions observée plus au Sud dans le bassin de la Koswa, elle varie avec l'exposition et la nature du sol, mais elle ne dépasse guère 800 mètres. Au-dessus de cette altitude, les sommets sont en général rocheux, mais les affleurements sont rares et les pentes sont presque toujours formées par l'amoncellement cahotique de blocs anguleux de dimensions variables.

La Wichéra elle-même coule dans une large vallée, qui constitue une grande dépression contrastant nettement avec la région montagneuse qui se trouve à l'Est de la rivière. Cette dépression ne forme cependant pas une plaine, elle est ondulée également et présente en certains points plusieurs rides bien accentuées, dont l'élévation toutefois est peu considérable, de sorte que vue depuis un point un peu élevé, toute la région voisine de la Wichéra paraît relativement plate et peu accidentée. A l'Ouest cependant elle est flanquée d'une chaîne très continue et assez élevée, qui ferme l'horizon de ce côté, c'est celle du Zolotoï-Bérésowky, qui forme la limite naturelle du territoire étudié.



Vue générale des usines de Viols sur la Wichéra.



Campement d'Ostiaks sur l'Oschi-Nior.

§ 3. *Les chaînes dans les environs de Koutim.*

Dans un autre ouvrage nous avons déjà donné un rapide aperçu de la disposition des chaînes dans les environs de Koutim [1], nous le répéterons toutefois et le compléterons ici pour l'intelligence des pages qui vont suivre.

A l'Est et au Sud-Est de Koutim, la ligne de partage des eaux asiatiques et européennes est formée par une haute chaîne, qui dépasse en moyenne 1100 mètres, et dont certains sommets s'élèvent même à 1300 m. d'après nos observations barométriques, c'est le Poyassowoï-Kamen, qui forme une longue barrière se prolongeant fort loin vers le Nord. La rivière Soswa coule du Sud au Nord sur le flanc Est de cette chaîne, dans une large vallée encaissée à l'Est par une longue crête appelée Plichiwy. A l'Ouest du Poyassowoï et séparée de lui par une vallée assez étroite,

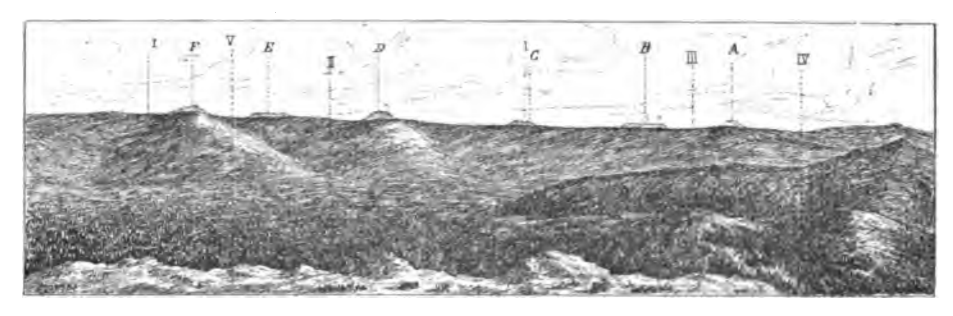


Fig. 1. — Vue générale de la chaîne de Kwarkouche et de la vallée d'Uls depuis le sommet du Liampowsky-Kamen.
I = Chaîne de Kwarkouche. — II = Vallée d'Uls. — III = Crête d'Antipowsky.
IV = Ride entre Antipowsky et le Liampowsky-Kamen. — V = Liampowsky-Kamen.
A. B. C., etc. = Sommets sur la crête de Kwarkouche.

se trouve une seconde chaîne, élevée également, mais dont l'altitude décroît du Sud au Nord; c'est le Liampowsky-Kamen. Les deux sources de Liampa, affluent de l'Uls, qui coulent l'une du Sud au Nord, l'autre du Nord au Sud, occupent la vallée qui sépare ces deux chaînes; après leur réunion la Liampa coupe transversalement le Liampowsky-Kamen. Une longue crête boisée fait suite au Liampowsky-Kamen vers l'Ouest; elle s'appelle Antipowsky-Grébine, et présente de nombreux affleurements rocheux ruiniformes; son sommet principal est rejeté au Sud par rapport à Koutim. Entre Antipowsky et le Liampowsky-Kamen, il existe une ride secondaire de moindre élévation. Une large vallée qui vient à l'Ouest et qui est occupée par la rivière Uls, sépare Antipowsky d'une très longue chaîne rocheuse, appelée Kwarkouche (fig. 1), que l'on peut suivre du Nord au Sud sur plus de 80 kilomètres, et

[1] L. Duparc et F. Pearce, *Recherches géologiques et pétrographiques sur l'Oural du Nord.* Deuxième mémoire. Mémoires de la Société de physique de Genève, vol. 35, 1905.

qui, près de son extrémité septentrionale, est coupée en cluse par la rivière Uls qui tourne alors fortement vers l'Ouest. Cette chaîne se termine orographiquement à trois kilomètres environ au Nord de la charbonnerie qui se trouvait à la vingtième verste de la petite ligne reliant Uls à Koutim. Le Kwarkouche, que nous étudierons plus loin en détail, forme un large plateau herbeux et marécageux, dont l'altitude est d'environ 900 mètres, et sur lequel l'érosion due aux cours d'eaux contemporains a esquissé plusieurs vallonnements pouvant aller depuis des faibles ondulations jusqu'à des ouwals distincts. C'est au milieu de ce plateau et dans sa partie plutôt septentrionale, que la rivière Pélia prend sa source ; elle coule tout d'abord dans la chaîne elle-même qu'elle entaille profondément, puis longe ensuite son flanc occidental jusqu'à son confluent avec l'Uls. C'est également sur le Kwarkouche qu'elle coupe obliquement dans un profond ravin et plus au Sud, que s'amorce la rivière Malma. A l'Ouest du Kwarkouche, et fermant l'horizon de ce côté, on voit

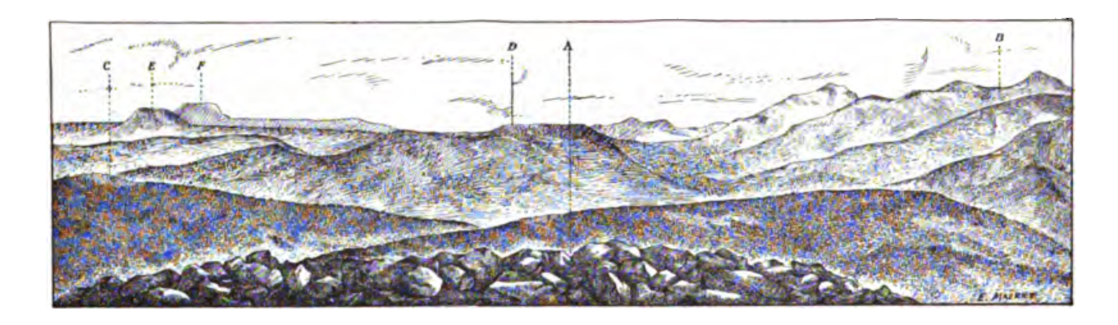


Fig. 2. — Vue de l'extrémité Nord de la chaîne du Poyassowoï.
A = Dernier sommet nord du Liampowsky-Kamen. — B = Extrémité nord du Poyassowoï. — C = Ride à l'Ouest du Liampowsky. — D = Prolongement du Liampowsky au Nord. — E = Montagne de Widerga — F = Pyramide de Choudi-Pendisch.

une longue chaîne qui court sensiblement Nord-Sud et affecte une grande régularité ; elle est boisée également, mais sur la crête on distingue quelques affleurements rocheux ; c'est la chaîne du Zolotoï-Kamen, qui termine la région étudiée vers l'Ouest. Dans la large vallée comprise entre cette chaîne et le Kwarkouche, il existe quelques rides secondaires ; la rivière Zolotanka affluent de l'Uls, y coule du Sud au Nord. Le raccord des chaînes des environs de Koutim avec celles situées plus au Sud dans la région que nous avons précédemment décrite se fait comme suit :

Au delà des sources de Liampa, le Poyassowoï et le Liampowsky s'abaissent rapidement et disparaissent comme tels dans la topographie (fig. 2) ; ils trouvent leur continuation immédiate dans les montagnes situées aux sources de Pogwa. Antipowsky-Grébine s'abaisse rapidement vers le Sud, et la rivière Liampa en contourne l'extrémité méridionale. La vallée d'Uls s'élargit alors considérablement,



Tente et traineaux d'Ostiaks.



Attelage de rennes tirant un traineau sur le plateau herbeux
de l'Oschi-Nior.

mais la longue crête de Kozmer qui réapparait dans celle-ci plus au Sud, est le prolongement certain d'Antipowsky. C'est dans la vallée comprise entre le Kwarkouche et le flanc Ouest de cette crête, que la rivière Uls prend sa source. Une selle qui existe dans cette vallée, sépare les sources d'Uls de celles de la rivière Tépil, qui coule du Sud au Nord en sens inverse, et se jette dans la Koswa.

§ 4. *Les chaînes entre Koutim et la région du Violce.*

La haute crête du Poyassowoï se prolonge vers le Nord comme telle jusqu'à la hauteur des sources de la rivière Koutim; elle s'abaisse alors assez rapidement, et la ligne de partage garde, à partir de ce sommet et jusqu'à peu près à la hauteur des sources de la rivière Iwdiel, une altitude assez uniforme de 900 mètres environ,

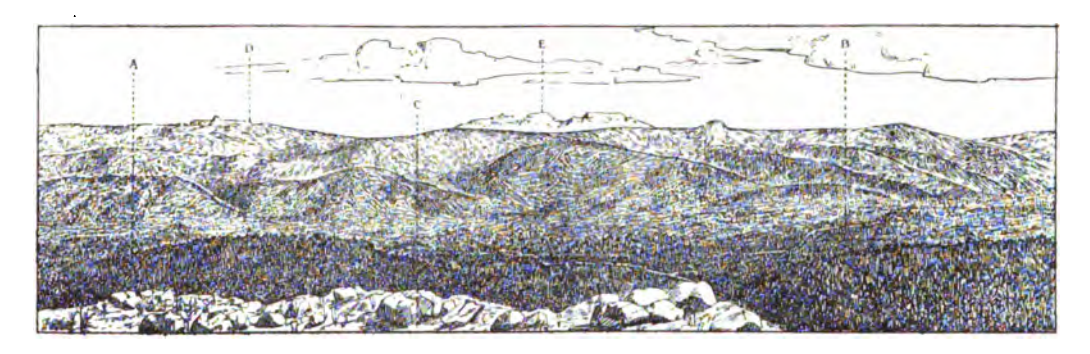


Fig. 3. — Vue de la ligne de partage et des montagnes à l'Ouest depuis la Prédouralskaïa. A = Sommet du Tari-Nior sur la Prédouralskaïa. — B. et C. = Les deux sources de la rivière Iwdiel dans la vallée comprise entre la Prédouralskaïa et la ligne de partage. — D = Ligne de partage. — E = Martaïsky-Kamen.

bien qu'elle présente de distance en distance une série de sommets ou « sopki » un peu plus élevés. Depuis l'Oural [1], on peut aisement se rendre compte de la position de la chaine « Prédouralskaïa » ainsi que de celle du Daneskin-Kamen; d'autre part vue depuis le Tari-Nior, un des sommets de la dite chaine, cette ligne de partage parait très régulière, et affecte la disposition représentée dans les fig. 3 et 4.

Le Liampowsky-Kamen trouve sa continuation directe vers le Nord dans une longue chaine rocheuse, que les gens qui nous accompagnaient nous ont dit se nommer Bieli-Kamen. Cette chaine qui présente des particularités topographiques très curieuses sur lesquelles nous reviendrons dans la suite, est assez élevée; le sommet

[1] Le mot « oural » signifie ici comme dans la suite, la ligne de partage des eaux européennes et asiatiques.

principal dépasse certainement 1000 mètres; le 1er septembre 1905, jour où nous en fîmes l'ascension, le baromètre indiquait par un temps très clair une hauteur de 1180 mètres, qui sans doute est trop forte, mais que nous n'avons pu corriger faute

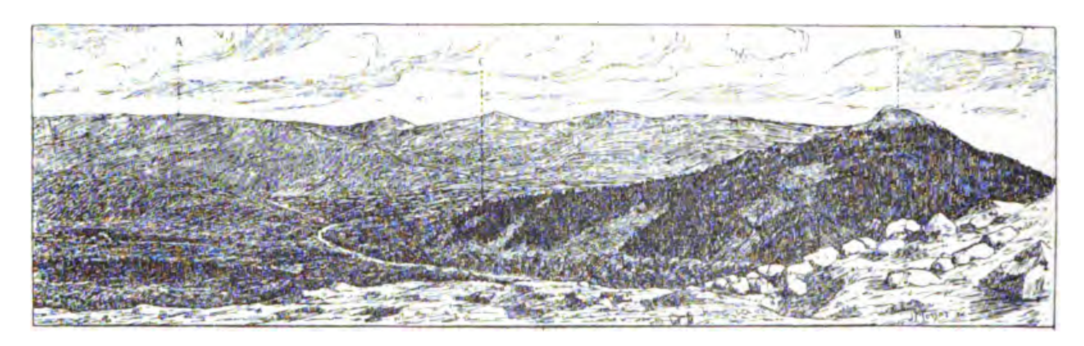


Fig. 4. — Vue de la ligne de partage depuis le Tari-Nior, au Nord-Ouest.
A = Ligne de partage. — B = Sommet du Kent Nior sur le Prédouralskaïa, séparé du Tari-Nior par la cluse dans laquelle passe la rivière Iwdiel. — C = Vallée d'Iwdiel. Au premier plan sommet de Tari-Nior.

d'observations faites simultanément sur un point de cote déterminée. La rivière Koutim s'amorce dans la vallée encaissée entre le Bieli-Kamen et la ligne de partage qui est déjà abaissée en cet endroit, comme le montre le croquis (fig. 5),

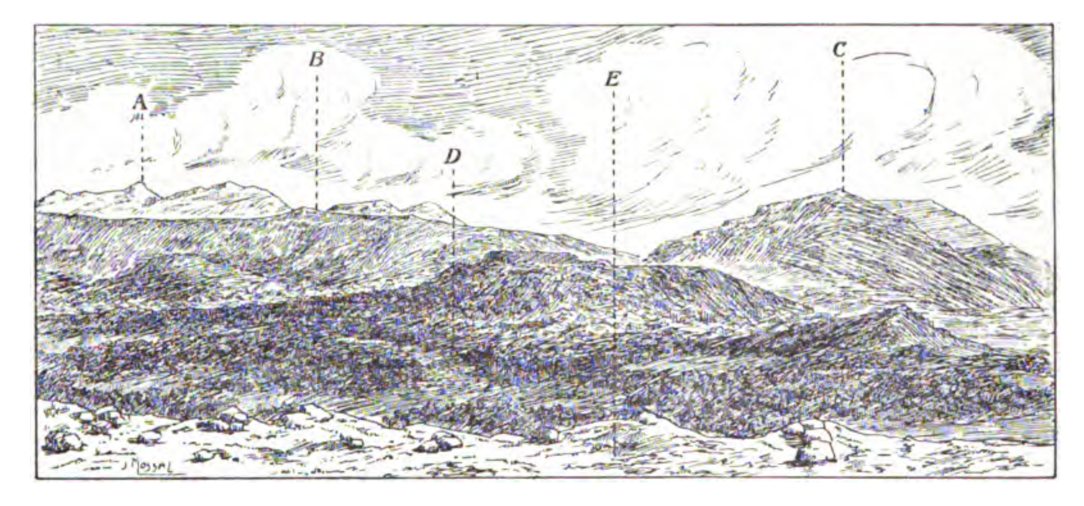


Fig. 5. — Vue de la vallée des sources de la Koutim depuis le sommet du Bieli-Kamen, vers l'Est.
A = Daneskim-Kamen. — B = Ligne de partage. — C = Extrémité nord du Poyassowoï. — D = Vallée de la Koutim. — E = Sommet du Bieli-Kamen.

qui est pris du sommet de cette montagne. Elle coule tout d'abord du Nord au Sud, puis conformément à la règle générale, tourne vers l'Ouest et coupe obliquement les différentes chaînes plus occidentales.



Troupeau de rennes sur l'Oschi-Nior.



Vallée de la Soswa. A droite crête de Plichiwy, à gauche flanc Est du Poyassowoi-Kamen. Dans le fond le Daneskin-Kamen.

Vers le Nord, le Bieli-Kamen s'abaisse, et se prolonge en un long et large Ouwal[1] qui est coupé obliquement d'abord par la rivière Tschourol (fig. 6), puis ensuite par celle appelée Posmog toutes deux affluents du Violce, qui prennent leur source dans des conditions identiques à celles de la Koutim et dans les vallées qui prolongent au Nord celle occupée par cette rivière.

La crête d'Antipowsky s'abaisse du côté du Nord à une certaine distance de la rive gauche de la Koutim; elle trouve sa continuation probable dans la montagne de Widerga, puis plus au Nord dans la crête de Choudi Pendisch (ou Choungi Pengisch), de laquelle s'élève la pyramide rocheuse élancée que l'on voit de partout et qui par son isolement possède un caractère tout spécial. L'altitude de la crête de Choudi-Pendisch est uniforme et voisine de celle de la limite de végétation; celle de la pyramide est assez considérable, nous n'avons pu la mesurer exactement

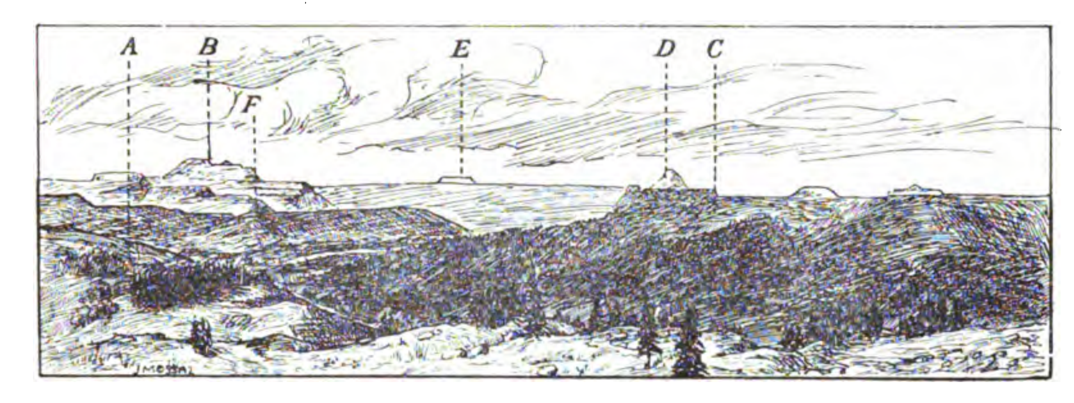


Fig. 6. — Vue de la chaîne du Bieli-Kamen depuis la ligne de partage, vers l'Ouest.
A = Ligne de partage, au premier plan. — B = Chaîne du Bieli-Kamen. — C = Ouwal qui prolonge cette chaîne vers le nord, avec cluse du Tschourol. — D = Pyramide de Choudi-Pendisch. — E = Rassinsky-Kamen.

faute de baromètre le jour de notre ascension, mais nous estimons cependant qu'elle ne doit pas s'éloigner beaucoup de 1100 mètres, car la pyramide s'élève bien de 300 mètres au-dessus de la crête. Le prolongement de Choudi-Pendisch est coupé obliquement par le Violce; la vallée comprise entre cette crête et la chaîne du Bieli-Kamen est assez profonde, elle est occupée par une rivière qui coule du Sud au Nord et se jette dans le Violce.

Le prolongement septentrional de Choudi-Pendisch est probablement représenté par la montagne de Martaïsky située plus au Nord, en amont du confluent du Violce avec le Posmog. Celle-ci qui est assez longue, présente une topographie qui rappelle absolument celle du Bieli-Kamen. Au sommet principal, le 24 août 1905, par un

[1] Ouwal signifie longue crête boisée.

temps nuageux, le baromètre indiquait l'altitude de 1180 mètres, mais il faut faire à propos de ce chiffre les mêmes réserves que pour celui trouvé au Bieli-Kamen, et pour les mêmes raisons.

Quant au Kwarkouche, cette vaste chaîne qui se rétrécit au fur et à mesure qu'elle avance vers le Nord se prolonge au delà de son extrémité septentrionale par une série de montagnes qui sont du Sud au Nord, le Lépelsky et le Kyrinsky-Kamen, le Rassinsky-Kamen, les crêtes de Choudia du Youbrechkine et du Propachii-Kamen, puis plus au Nord, le Tschouwal, qui par sa configuration rappelle beaucoup le Kwarkouche.

§ 5. *Les montagnes dans la région du cours supérieur de la Wichéra.*

A la hauteur d'Iwdielskaya Sopka à peu près, la ligne de partage est rejetée vers l'Est et forme une crête assez basse et généralement déboisée, qui constitue tout d'abord l'ouwal du Pou-Toump, puis celui appelé Koulimsky-Kamen. Au delà, vers le Nord, l'oural s'élève considérablement et devient la haute chaîne du Yalping-Nior ou Molebni-Kamen. Celle-ci, qui est entièrement rocheuse, rappelle sensiblement le Poyassowoï dont elle représente peut-être une réapparition septentrionale. Elle compte plusieurs sommets bien individualisés, qui atteignent jusqu'à 1400 mètres, et sont séparés par des cols assez profonds. Cette chaîne est fort longue et se voit de partout, notamment depuis le Tschistop qui est situé à 20 kilomètres à l'Est. Plus au Nord, la ligne de partage est de nouveau légèrement rejetée vers l'Est, et forme jusqu'aux sources de la Wichéra et bien au delà, une longue crête herbeuse appelée Oschi-Nior, fréquentée par les vogoules qui y trouvent d'excellents pâturages pour leurs troupeaux. La hauteur moyenne de l'Oschi-Nior oscille entre 850 et 900 mètres, sur la crête s'élèvent quelques rares sommets rocheux isolés qui atteignent 1000 mètres environ ; tels par exemple le Krasnoe-Kamen, et plus au Nord le Tochemky-Kamen.

A l'Ouest du Yalping-Nior, et séparée de lui par une vallée assez étroite, se trouve une seconde chaîne importante, celle de l'Ichérim, qui, par ses caractères, rappelle complètement celle du Molebni-Kamen. Elle est en moyenne assez élevée, car son point culminant dépasse 1200 mètres ; les sommets y sont bien individualisés également, et toute la montagne est rocheuse et couverte de blocs incohérents. Une vallée assez étroite occupée par la rivière Molebnaïa qui coule vers le Nord, sépare ces deux chaînes. L'Ichérim se continue au Sud par le Volkowsky et le Zamotchny-Kamen, et au Nord par la chaîne de Mourawlinsky, parallèle au Yalping-Nior mais rejetée un peu au Nord-Ouest par rapport à lui. Le Mourawlinsky constitue



Vue générale de la chaîne du Poyassowoï-Kamen (flanc Est) prise depuis Plichiwy.



Sommet d'Antipowsky
Grébine. Rochers ruiniformes.

une longue crête rocheuse, dont le sommet principal qui se trouve à peu près au milieu de la chaîne, cote 1350 mètres. Plus au Nord, cette chaîne s'abaisse et se prolonge dans le Mouni-Nior, sorte de large plateau herbeux, parsemé d'affleurements rocheux, qui s'étend depuis le confluent de Nioulas jusqu'à la jonction des deux artères qui forment les sources de la Wichéra, et longe la rive gauche de celle-ci. La continuation du Mouni-Nior se trouve dans le Wichersky-Kamen situé plus au Nord, qui sépare les deux sources de la Wichéra en branche de l'Est et branche de l'Ouest, et qui présente les mêmes caractères topographiques. C'est également un haut plateau herbeux qui est souvent visité par les vogoules pendant l'été, et sur lequel des petites éminences isolées et généralement rocheuses dessinent des sommets assez peu élevés au-dessus du niveau moyen du plateau.

Il est difficile de raccorder les différentes chaînes dont il vient d'être question avec celles qui sont situées plus au Sud; le Zamotchny-Kamen se trouve sur le prolongement septentrional immédiat du Martaïsky et n'en est séparé que par la coupure transversale du Violce; on peut donc probablement admettre que la grande chaîne de Zamotschny-Icherim-Mourawlinsky représente la continuation de celle de Martaïsky vers le Nord.

A l'Ouest de cette longue chaîne et séparée de celle-ci par une grande vallée dans laquelle coule la rivière Moïva, se trouve une nouvelle chaîne appelée Toulimsky-Kamen, qui est orientée presque rigoureusement Nord-Sud et qui se poursuit sur plus de 25 kilomètres sans interruptions. Le Toulimsky-Kamen présente plusieurs sommets distincts; la chaîne est en moyenne très élevée et entièrement rocheuse; son point culminant se trouve à peu près dans la partie centrale, il dépasse 1400 mètres.

Le Toulimsky-Kamen longe la rive gauche de la Wichéra dont il est assez peu distant; vers le Nord, il s'abaisse et disparaît complètement comme tel dans la topographie à quelques kilomètres en aval de l'embouchure de la Moïva.

Une nouvelle chaîne, celle du Kouriksar ou Kouroksar, fait suite au Toulimsky vers le Sud-Ouest, c'est la plus occidentale des montagnes développées sur la rive gauche de la Wichéra. Le Kouriksar forme une crête assez courte, qui est dirigée Nord-Sud à peu près, et jalonnée au sommet par une série presque ininterrompue de rochers déchiquetés et ruiniformes. Le Kouriksar débute à une dizaine de kilomètres en amont de Verkne-Tschouwal, sur la rive gauche de la Wichéra, et cesse à la naissance de la chaîne du Toulimsky dont le prolongement orographique paraît être le Tschouwal.

§ 6. *Le système hydrographique.*

La Wichéra est la grande artère collectrice des eaux de cet immense bassin. Elle est, comme nous l'avons vu, le produit de la réunion de deux sources distinctes; celle de l'Est, la plus considérable, s'amorce sur la ligne de partage elle-même dans un cirque ayant la forme d'un fer à cheval, délimité à l'Est par l'Oschi-Nior et au Nord et à l'Ouest par le Wichersky-Kamen. Elle coule sur 8 kilomètres environ dans une vallée assez encaissée, et reçoit plusieurs petits tributaires gauches qui proviennent de la ligne de partage. Elle tourne ensuite vers le Sud-Ouest, l'Ouest et le Nord-Ouest, en coupant transversalement le Mouni-Nior et son prolongement le Wichersky-Kamen, puis se réunit à la branche de l'Ouest. Celle-ci prend également naissance dans une grande dépression encaissée au Nord et à l'Est par le Wichersky-Kamen, et à l'Ouest par une longue crête appelée Jani Emti, elle reçoit aussi de nombreux petits tributaires sur ses deux rives. A partir de la réunion de ses deux sources jusqu'à peu près au confluent de la Moïva, la Wichéra coule en moyenne au Sud-Ouest, puis de là au Sud, Sud-Ouest jusqu'à l'extrémité Sud du Kouriksar, en faisant bien entendu comme toujours abstraction des méandres. Du confluent de la rivière Kouriksarka jusqu'à l'embouchure du Violce, la Wichéra décrit ensuite vers l'Est un grand coude dont la convexité maximum se trouve à peu près vis-à-vis du confluent de la rivière Tschouwalka, puis entre Violce et Ust-Uls, elle coule de nouveau en moyenne vers le Sud Sud-Ouest. C'est à partir de cette dernière localité qu'elle change brusquement de direction et tourne vers l'Ouest et le Nord-Ouest, en coupant presque transversalement les chaînes; nous ne la suivrons pas au delà pour rester dans le cadre de nos recherches.

Le lit de la Wichéra est généralement assez large, sauf dans certaines parties de son cours supérieur; les berges sont plates, ou au contraire formées par des falaises rocheuses plus ou moins élevées et escarpées. La profondeur moyenne de la rivière aux basses eaux est peu considérable, elle ne dépasse guère 0,50 à 0,70 m., il existe cependant certaines parties du lit où cette profondeur est beaucoup plus considérable et atteint 4 à 5 mètres et même davantage. Ces endroits, bien connus des pêcheurs, sont assez nombreux; on en rencontre quelques-uns en amont de Violce, puis aussi entre Violce et Ust-Uls, notamment vis-à-vis de cette dernière localité, sur la rive gauche. La Wichéra décrit de nombreux méandres, les îles y sont fréquentes et parfois assez étendues. En été, aux basses eaux, elle est navigable en pirogues depuis Ust-Uls jusqu'au confluent de la Moïva, quelquefois



Chaîne du Toulimsky-Kamen, prise depuis la Wichéra.



Chaîne de l'Ichérim et vallée de la Moïwa
depuis le sommet Sud du Toulimsky.

même jusqu'à l'embouchure de Nioulas, mais les pirogues ne doivent pas être lourdement chargées; en 1906 nous avons remonté le cours de la rivière depuis Violce jusqu'à 4 kilomètres environ en amont du confluent de Moïva, sur une petite barque à fond plat, tirée par des chevaux depuis les rives, mais le voyage fût long et particulièrement difficile. A quelques kilomètres en aval de ce confluent, il existe des rapides assez importants, qui sont comparables au touloum de la Koswa, et sont assez difficiles à traverser. Le lit de la rivière est en cet endroit parsemé d'énormes blocs et quartzites, entre lesquels il n'est pas toujours aisé de se frayer un passage. Ce rapide qui se trouve à peu près vis-à-vis de extrémité Nord du Toulimsky, a sans doute donné son nom à cette montagne. (Toulimsky ou Touloumsky, c'est-à-dire montagne du touloum, mot qui dans la langue des aborigènes désigne un rapide.)

La Wichéra reçoit plusieurs affluents importants qui se trouvent généralement sur la rive gauche; ceux-ci sont, en allant de l'amont vers l'aval, depuis les sources:

1. *La rivière Nioulas.* Elle est formée par la réunion de deux branches distinctes, l'une qui coule du Nord-Est au Sud-Ouest, l'autre qui coule en sens inverse; toutes deux s'amorcent sur la ligne de partage, la première sous le Krasnoe-Kamen, la seconde plus au Sud. Nioulas coule ensuite à peu près de l'Ouest vers l'Est, en coupant transversalement les chaînes; elle se jette dans la Wichéra à 10 kilomètres en aval de la jonction de ses deux sources.

2. *La rivière Moïva.* C'est un gros tributaire qui est formé par la réunion de deux rivières distinctes, la Balchaïa et la Malaïa Moïwa. La B. Moïwa prend naissance au flanc Ouest du Zamotchny-Kamen; elle coule sur un petit espace du Nord-Est au Sud-Ouest, puis du Sud-Est vers le Nord-Ouest et ensuite sensiblement du Sud au Nord, le long du flanc oriental du Toulimsky, dans la grande vallée dont il a été question précédemment. Elle garde cette direction jusqu'à son confluent avec la M. Moïwa. Cette dernière s'amorce dans la vallée comprise entre l'extrémité Nord de la chaîne du Molebni-Kamen et la chaîne du Mourawlinsky; elle coule tout d'abord du Nord-Est au Sud-Ouest, reçoit la rivière Molebnaïa dont les deux sources, qui coulent en sens inverse, se trouvent sur le flanc Ouest du Yalping-Nior, puis se dirige ensuite Est-Ouest jusqu'à sa jonction avec la B. Moïwa. A partir de celle-ci, la rivière coule vers le Nord-Ouest jusqu'à son embouchure.

3. *La rivière Violce.* C'est l'affluent le plus important de la haute Wichéra. Le Violce s'amorce sur la ligne de partage dans un cirque, délimité à l'Est par celle-ci qui porte en cet endroit le nom de Koulimsky-Kamen, au Nord par les contreforts de l'extrémité Sud du Yalping-Nior, à l'Ouest par le Volkowsky-Kamen. Il coule d'abord en moyenne au Sud Sud-Ouest, dans une vallée encaissée à l'Est par le Koulimsky et son prolongement Sud le Niati-Tump, à l'Ouest par le Vol-

kowsky et le Zamotchny-Kamen, puis il tourne brusquement à l'Ouest dans une cluse comprise entre le Zamotchny et l'extrémité Nord du Martaïsky, et contourne ensuite le flanc Ouest de cette montagne. Entre l'extrémité Sud du Martaïsky et l'embouchure du Tschourol affluent très important qui prend également sa source sur la ligne de partage, le Violce décrit un grand cercle vers l'Est; au sommet de cette convexité et à une douzaine de verstes à peu près en amont du confluent du Tschourol, le Posmog, autre affluent important, s'y jette également. Un peu en aval du confluent de Posmog, le Violce coule vers l'Ouest, direction qu'il garde en moyenne jusqu'à la Wichéra; il coupe alors transversalement les chaines cristallines externes et toute la région dévonienne qui lui fait suite vers l'Ouest.

4. *La rivière Uls.* C'est le dernier affluent gauche important de la Wichéra sur la région qui fait l'objet de cette étude. L'Uls prend sa source au flanc Est de Kwarkouche dans une vallée comprise entre celle-ci et la crête de Kozmer. Elle coule constamment le long du flanc Est de Kwarkouche, c'est-à-dire légèrement au Nord Nord-Ouest. Elle reçoit plusieurs tributaires droits importants, tels que la Liampa et la Koutim qui viennent toutes deux de la vallée comprise entre le Poyassowoï et le Liampowsky-Kamen ou son prolongement vers le Nord. Près de la terminaison de Kwarkouche, l'Uls tourne brusquement vers l'Ouest et coupe en cluse l'extrémité septentrionale de cette montagne, puis après avoir reçu les rivières Pélia et Zolotanka, deux affluents gauches, elle reprend la direction du Nord-Ouest qu'elle conserve jusqu'à la Wichéra.

L'Uls, le Violce et la Moïwa sont de grandes rivières qu'on peut, lorsque les eaux ne sont pas trop basses, remonter assez haut en pirogues; elles sont toutes peu profondes et assez rapides dans les parties supérieures de leur cours. Comme sur la Wichéra, partout où la rivière n'est pas encaissée entre des falaises rocheuses, le lit ancien s'étend assez loin, il n'est pas rare de trouver des places où les alluvions couverts mesurent plus d'un kilomètre de largeur. Les abords de ces rivières sont souvent marécageux, de sorte que si l'on veut pénétrer dans l'intérieur du pays sans recourir aux pirogues, il vaut mieux marcher par monts et par vaux à travers l'épaisse forêt qui couvre toute la contrée que de remonter les rivières en cheminant sur les rives.



Vue générale du Jalping-Nior depuis le prolongement Nord
du Mani Tump.



Extrémité Nord du Jalping-Nior depuis le Mourawlinsky.

CHAPITRE II

FORMATIONS GÉOLOGIQUES; ROCHES ÉRUPTIVES.

§ 1. Classification des différentes formations rencontrées. — § 2. Les diabases, caractères macroscopiques et distribution générale. — § 3. Minéraux constitutifs des diabases. — § 4. Monographie des types de diabases étudiés. — § 5. Composition chimique et formule magmatique des diabases.

§ 1. *Classification des différentes formations rencontrées.*

Les formations développées dans le bassin de la Haute Wichéra, se répartissent comme suit en :

1. Roches éruptives.
2. Roches métamorphiques infradévoniennes.
3. Formations du dévonien.
4. Formations du carbonifère.
5. Dépôts quaternaires et contemporains.

Les *roches éruptives* sont assez pauvrement représentées et d'un type très uniforme. Elles sont généralement intrusives dans les roches métamorphiques, et réparties sur toute l'étendue de la région, mais elles y forment rarement des massifs importants.

Les *roches métamorphiques infradévoniennes* réunies généralement sous le nom de « schistes cristallins », sont au contraire très développées et couvrent la majorité de la superficie du bassin de la Haute Wichéra. Elles forment une zone homogène qui va de quelques kilomètres à l'Est de la rivière, jusqu'à la ligne de partage.

Les *couches du dévonien moyen et inférieur* sont exclusivement cantonnées dans la vallée de la Wichéra, où elles forment une bande continue : ce n'est qu'au Sud d'Ust-Uls que cette bande se bifurque en deux branches distinctes et considé-

rablement rétrécies; l'une occupe la vallée de Pélia, l'autre celle d'Uls; ces deux branches finissent en pointe plus au Sud.

Les *formations du Carbonifère* jouent un rôle très effacé, et ne se rencontrent que sur la bordure Ouest de la zone étudiée qu'elles délimitent de ce côté.

Quant aux *dépôts quaternaires et contemporains,* ils constituent les alluvions anciennes et actuelles des cours d'eau de la région, ainsi que les éboulis que l'on trouve sur les pentes de certaines montagnes.

§ 2. *Les diabases, caractères macroscopiques et distribution générale.*

L'unique type pétrographique de roche éruptive rencontré dans le bassin de la Haute Wichéra est représenté par des diabases, dont l'aspect est variable d'un gisement à l'autre, mais dont la composition minéralogique et la structure sont très uniformes. Ce sont des roches verdâtres, de couleur généralement foncée, qui dans la règle sont mélanocrates ou mésocrates et à grain plutôt moyen; on trouve cependant des variétés finement grenues ou même aphanitiques, et d'autres chez lesquelles les minéraux constitutifs sont au contraire d'assez grande taille, mais ce dernier cas est rare. Le grain est d'habitude homogène, les formes taxitiques n'ont pas été observées.

A la loupe, le diabase paraît formé par la réunion d'un pyroxène plus au moins lamellaire de couleur verdâtre ou grisâtre, avec un feldspath légèrement teinté de vert; les deux éléments constitutifs sont toujours très intimement mélangés, les « schlieren » font défaut.

A l'état frais, ces roches sont très dures et compactes, mais elles sont presque toujours plus ou moins profondément décomposées, ce qui les rend friables; elles renferment alors quelquefois des amas ou filonnets d'épidote. Elles se rencontrent en dykes plus ou moins importants, qui percent au milieu des formations métamorphiques infradévoniennes aussi bien dans les schistes que dans les quartzites. Ces dykes sont de dimensions variables; certains d'entre eux forment de simples filons de minime importance, d'autres constituent de gros affleurements voire même des ouwals entiers; tel est par exemple le cas pour le gros dyke qui se trouve un peu à l'Est de l'embouchure de la Zolotanka et qui est traversé en cluse par la rivière Uls. Il n'y a d'ailleurs aucune relation entre le type que présente la roche et la dimension du dyke, cependant lorsque ce dernier est important, on y rencontre souvent en divers points plusieurs variétés distinctes seulement par la dimension de leur grain. Ces dykes sont fréquemment tout à fait isolés et sporadiques au milieu des formations métamorphiques, d'autres fois au contraire, ils sont très rapprochés et

forment une série de petits pointements au milieu des schistes; tel est par exemple le cas au Kwarkouche, où les schistes et quartzites qui forment cette montagne sont littéralement criblés par ces dykes de diabases.

Sur la Wichéra les diabases n'apparaissent que dans les formations métamorphiques, nous n'en avons jamais rencontré dans le dévonien. Ceci est en partie conforme à ce que l'on observe plus au Sud dans le bassin de la Koswa. Là aussi les mêmes diabases ne traversent jamais les dolomies du D^2, mais on les trouve par contre fréquemment dans les schistes noirs attribués au D^1, ce qui n'est pas le cas sur la Wichéra. Il est vrai qu'il n'est pas démontré que les schistes argileux de la Koswa soient strictement l'équivalent des schistes argilo-calcaires de la Wichéra qui se trouvent immédiatement sous les dolomies cristallines du dévonien moyen.

Nulle part nous n'avons pu, dans la région étudiée, observer directement le contact des diabases avec les formations qu'ils traversent; cela provient du fait que les dykes sont presque toujours recouverts par la végétation. La roche éruptive n'y apparaît en effet que sous forme de pitons rocheux alignés sur une crête, ou encore de blocs entassés pêle-mêle ou au contraire épars dans la forêt. Là où les dykes sont entaillés par le cours d'une rivière, les contacts sont généralement encore masqués par les éboulis. Cependant la nature nettement intrusive des diabases ne fait aucun doute; elle ressort nettement de la forme même des affleurements, comme aussi des observations que nous avons faites antérieurement sur la Koswa. Là, sur plusieurs de ces dykes, nous avons pu voir directement les contacts des diabases avec les schistes noirs et constater que ces derniers avaient subi un métamorphisme peu intense il est vrai, mais toujours évident et appréciable. Or les diabases de la Koswa et ceux de la Wichéra sont identiques à tous les points de vue et la généralisation qui vient d'être faite est en somme parfaitement légitime.

§ 3. *Minéraux constitutifs des diabases.*

Sous le microscope les minéraux constitutifs des diabases sont : L'ilménite, le pyroxène, l'olivine et les plagioclases.

ILMÉNITE

Elle se rencontre en grains assez gros et en plages isolés parmi les autres minéraux, et n'est jamais très abondante. Les grains sont irréguliers, les plages moulent souvent localement l'élément noir, voire même les feldspaths. Parfois le fer titané est comme noyé dans une masse brunâtre, à peine translucide, qui paraît être un produit de décomposition leucoxénique.

PYROXÈNE MONOCLINIQUE

Le pyroxène est toujours abondant mais souvent très altéré et partiellement transformé en produits secondaires. Sur les échantillons relativement frais, il est, en lumière naturelle, légèrement brunâtre ou grisâtre avec un polychroïsme nul ou à peine appréciable. Souvent il semble marbré de taches par suite d'altérations locales. Les plages de pyroxène ne présentent jamais de contour géométrique, les clivages $m = (110)$ sont assez nets mais disparaissent souvent partiellement par suite de la décomposition. On observe aussi, mais rarement, un clivage $g^1 = (010)$, puis des cassures selon $p = (001)$. Sur la section perpendiculaire à n_g, les clivages $m = (110)$ se coupent sous un angle 71° 5′. Les mâcles selon $h^1 = (100)$ sont assez fréquentes, mais généralement sans répétition.

Les propriétés optiques du pyroxène changent souvent légèrement d'un spécimen à l'autre, comme l'ont démontré plusieurs mesures exactes de biréfringences. Le plan des axes optiques est toujours parallèle à $g^1 = (010)$, la bissectrice aiguë est positive $= n_g$. Sur $g^1 = (010)$ n_g s'éteint sous des angles qui oscillent entre 38° et 41° la moyenne étant de 39°15′. L'angle des axes optiques n'a pu être mesuré directement, il est cependant relativement petit, la valeur moyenne de 46° 13′ calculée par les biréfringences est inférieure à celle du diopside ordinaire ou de l'augite.

Quant aux biréfringences elles-mêmes, elles varient légèrement aussi, la moyenne des résultats obtenus est :

$$n_g - n_p = 0{,}0268 \quad n_g - n_m = 0{,}0229 \quad n_m - n_p = 0{,}003.$$

Tableau des propriétés optiques du pyroxène.

Numéro des coupes	$n_g - n_p$	$n_g - n_m$	$n_m - n_p$	2 V calc.	Extinction sur $g^1 = 010$
5017	0,0262	0,0221	0,00376	45°50′	39°
5019	0,0267	0,0215	0,0052*	52°22′	38°15′
5023	—	—	0,00383	—	—
5085	0,0274	0,0231	0,0043*	46°42′	39°
5087	0,0258	0,0227*	0,00317	40°58′	41°
5089	0,028	0,025**	0,0029*	—	39°

Ce pyroxène correspond à une variété de diopside riche en magnésie.

* Les valeurs simplement astérisquées ont été déterminées par différence faute de sections appropriées.
** La valeur n'est qu'approximative, la bissectrice n'étant pas exactement centrée.

OLIVINE

Ce minéral paraît être excessivement rare dans les diabases, nous ne l'avons rencontré qu'une seule fois dans un spécimen du Kwarkouche. L'olivine se présente en grains arrondis et craquelés qui sont toujours plus ou moins fortement serpentinisés.

FELDSPATHS

Les feldspaths sont, dans la règle, si profondément altérés, que leur détermination est impossible dans la majorité des cas. Cependant dans certaines préparations, on trouve des spécimens relativement frais sur lesquels on peut faire quelques mesures exactes. Les cristaux sont toujours allongés, mâclés suivant la loi de l'albite, souvent suivant celle de Karlsbad, rarement suivant celle de la péricline. Quand on rencontre simultanément les mâcles de l'albite et de Karlsbad, l'un des deux individus mâclés seulement présente les lamelles de l'albite. La grande majorité des sections étudiées indique un type moyen compris entre le labrader basique $Ab_3 An_4$ et l'anorthite An comme étant celui qui prédomine; la Bytownite n'est point rare. On trouve cependant, mais exceptionnellement, le labrador $Ab_1 An_1$ et même l'andésine.

Fig. 7. — Diabase ophitique. Coupe n° 5087. Chambre claire. Lumière naturelle, les feldspaths en lumière polarisée. — P = Pyroxène. — F = Feldspaths.

STRUCTURE

La structure de ces roches est très uniforme et toujours nettement ophitique. Le pyroxène en grandes plages moule les cristaux de feldspaths, qui pénètrent profondément à leur intérieur; souvent même ces feldspaths sont inclus dans le pyroxène qui les emprisonne complètement (fig. 7). Ces plages ophitiques de pyroxène ne se touchant généralement pas directement; elles sont distribuées dans une masse formée par des cristaux enchevêtrés de feldspaths. Lorsque ces derniers sont totalement décomposés, les plages pyroxéniques gardent des contours sinueux et déchiquetés qui mettent toujours nettement en évidence le rôle qu'elles jouent vis-à-vis des feldspaths. Dans le seul échantillon où nous avons rencontré de l'olivine,

celle-ci forme des associations poecilitiques avec le pyroxène qui d'ailleurs joue vis-à-vis des plagioclases son rôle habituel (fig. 8).

PRODUITS SECONDAIRES

Les diabases sont toujours profondément décomposés et leurs divers minéraux constitutifs subissent de par ce fait des transformations qu'il est intéressant d'étudier.

Les Pyroxènes tout d'abord éprouvent plusieurs genres de modification à savoir :

1. *La transformation en amphibole.* Elle s'observe fréquemment et l'amphibole qui résulte du pyroxène ne correspond pas toujours à une seule et même variété.



Fig. 8. — Diabase à olivine, structure poecilitique. Chambre claire. Lumière naturelle. Les feldspaths en lumière polarisée. — O = Olivine serpentinésie. — F = Feldspaths. — P = Grande plage de pyroxène moulant les feldspaths et l'olivine.

On rencontre tout d'abord une hornblende verte, dont les sections sont contiguës aux plages de pyroxène au détriment duquel elles se sont formées. Cette amphibole se développe également à l'intérieur du pyroxène et généralement parallèlement aux clivages, elle marbre alors ce minéral de taches à contour flou, qui se distinguent par leur coloration et leur biréfringence. L'extinction de cette amphibole sur g^1 = (010) se fait à 17°, la biréfringence $n_g - n_p = 0{,}0234$, le signe optique est négatif. Le polychroïsme est comme suit :

n_g = vert plus ou moins jaunâtre, ou vert bleuté, n_m = verdâtre, n_p = jaunâtre très pâle.

A côté de cette amphibole il en existe une autre plus rare, qui est de couleur brune. Elle se présente en cristaux de petite taille qui sont généralement contigus à ceux du pyroxène. Sur un de ces cristaux on a reconnu les profils m = (110) et g^1 = (010) avec les clivages m = (110) bien nets. Vu le petit nombre de sections, les propriétés optiques de cette amphibole n'ont pas été déterminées d'une manière complète. Le plan des axes est également parallèle à g^1 = (010) la biréfringence $n_m - n_p$ oscille entre 0,0175 et 0,0199 ; le polychroïsme est comme suit :

n_g = brun verdâtre n_m = brunâtre n_p = jaunâtre très pâle.

Cette hornblende est quelquefois entourée par de l'amphibole verte qui est orientée optiquement d'une manière identique, et à laquelle elle passe latéralement. La hornblende brune est aussi, dans certaines préparations, accompagnée d'une *Biotite* rouge uniaxe et négative en petites lamelles très polychroïques avec :

n_g = rouge brun foncé n_p = jaunâtre pâle

cette biotite est toujours rare.

On rencontre enfin un troisième type d'amphibole qui se présente en petites baguettes enchevêtrées à allongement toujours positif, qui sont incolores ou faiblement colorés en vert. Sur $g^1 = (010)$ l'extinction atteint 13° environ, le signe optique est négatif, les biréfringences sont : $n_g - n_p = 0{,}0251$ $n_g - n_m = 0{,}097$. Quand la coloration est appréciable le minéral est toujours polychroïque, on a alors :

n_g = vert très pâle
n_p = incolore

la variété doit être rattachée à l'actinote.



Fig. 9 *a*. — Pyroxène serpentinisé. Le pointillé figure l'antigorite.

Envisagée au point de vue quantitatif la hornblende varie beaucoup, dans certaines roches elle peut remplacer complètement le pyroxène, dans d'autres au contraire elle fait complètement défaut :

2. *Transformation en serpentine.* Elle est très générale et se rencontre sur beaucoup d'échantillons. Elle se fait principalement parallèlement aux clivages et aux cassures, souvent aussi suivant le plan de mâcle selon h^1. Dans ce dernier cas, la serpentine forme une bande plus ou moins large et régulière, qui sépare les deux individus mâclés. Quelquefois la serpentinisation est si avancée qu'elle supprime complètement certains cristaux de pyroxène. Les plages de serpentine gardent alors la forme de ces derniers, mais elles sont verdâtres, dépourvues de relief, polarisent fort bas et présentent une structure fibro-lamellaire. Il s'agit ici d'une véritable bastitisation. Les fig. 9 : *a, b* et *c* représentent les divers stades de ce phénomène. Dans l'intérieur des plages de serpentine on trouve souvent encore des débris de pyroxène.

L'antigorite est vert pâle en lumière naturelle; les fibres sont positives, le signe optique du minéral négatif. La biréfringence $n_g - n_p$ très faible ne dépasse pas 0,006. Cette antigorite présente fréquemment une structure extrêmement enchevêtrée par suite de l'entrecroisement des fibres et des lamelles; souvent ces dernières ont des extinctions roulantes et lorsqu'elles sont associées aux fibres, les vibrations de même signe sont orientées perpendiculairement dans ces deux sortes de formations.

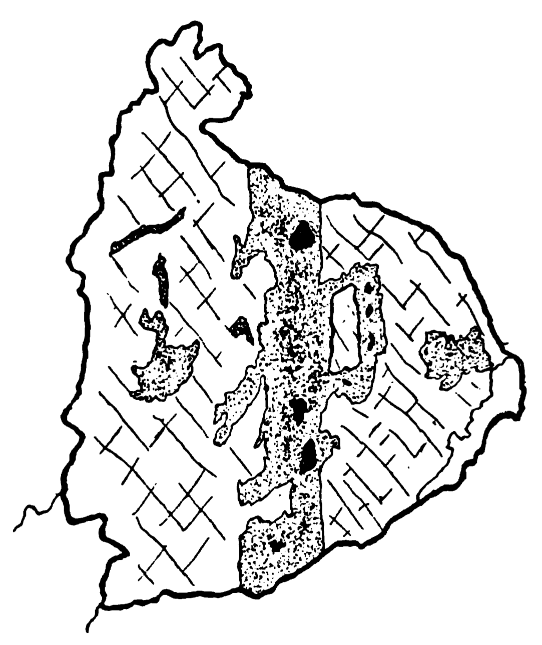


Fig. 9 *b*. — Section mâclée, le développement de l'antigorite s'est fait suivant la trace du plan de mâcle.

3. *Chloritisation.* C'est un processus assez rare, qui ne se voit que sur certaines variétés très transformées dans lesquelles le pyroxène a complètement disparu et qui sont alors exceptionnellement riches en épidote. La chlorite y forme de grandes plages lamellaires disséminées dans toute la masse de la roche. Elle est vert pâle, uniaxe, légèrement polychroïque et très peu biréfringente; le signe optique est négatif. La variété correspond à la pennine.

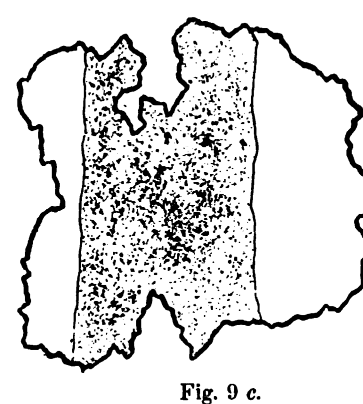


Fig. 9 *c*.

Les feldspaths. Ils subissent aussi plusieurs transformations intéressantes. Dans la règle, ils sont toujours plus ou moins totalement kaolinisés et opaques; fréquemment même ils sont transformés en une masse grisâtre, qui renferme alors divers produits secondaires, à savoir :

1. *Des amas et agrégats leucoxéniques* de couleur grisâtre, toujours localisés sur certains points des préparations.

2. *Du quartz*, qui n'existe pas chez tous les échantillons, mais qui, chez certains d'entre eux, peut devenir abondant. Il forme dans ce cas des plages d'aspect graphique qui moulent des squelettes feldspathiques complètement kaolinisés. Certaines de ces plages ont une structure micropegmatoïde; l'élément feldspathique associé au quartz est de l'albite ou du kaolin grisâtre et opaque, le quartz prédomine toujours dans l'association.

3. *De la zoïsite :* En petits grains informes, disséminés dans le kaolin. Ce minéral qui ne forme jamais des cristaux volumineux, est abondant dans certains spécimens. La biréfringence $n_g - n_p = 0{,}00687$.

4. *De l'Epidote.* Ce minéral n'existe pas dans toutes les roches mais dans certaines préparations il est très abondant. Il se présente en grains irréguliers assez gros et disséminés partout, voire même en filonnets. Par transparence l'épidote est jaunâtre, avec polychroïsme appréciable, $n_p =$ jaune pâle, $n_m =$ jaune, $n_g =$ jaune verdâtre. Les biréfringences $n_g - n_p = 0{,}038$, $n_g - n_m = 0{,}0106$, $n_m - n_p = 0{,}0274$, l'angle $2\,V = 63°46'$. Le signe optique est négatif. Elle est parfois associée à la zoïsite, mais en quantité assez faible.

5. *Du mica blanc.* Ce minéral se trouve en petites lamelles biaxes incolores, de signe négatif. $n_g - n_p = 0{,}042$, $n_g - n_m = 0{,}0068$, $n_m - n_p = 0{,}0351$, $2\,V = 47°\,41'$.

6. *De la calcite.* Elle est assez peu abondante et se trouve en grains et petites plages isolées dans la masse kaolinique.

§ 4. *Monographie des types de diabases étudiés.*

N° 5014. Kwarkouche, sommet désigné par D (fig. 1).

Roche très décomposée. Pyroxène presque entièrement disparu, réduit à quelques lambeaux. Très peu d'amphibole faiblement colorée. Quelques plages de leucoxène, un peu de chlorite. Feldspaths complètement décomposés, remplacés par une masse kaolinique renfermant de nombreuses lamelles de mica blanc secondaire. Quelques grains de zoïsite et un peu de calcite.

N° 5015. Kwarkouche. Affleurement rocheux au Sud du sommet D (fig. 1).

Roche très analogue à la précédente, encore plus décomposée. Beaucoup de leucoxène et de zoïsite. Pyroxène entièrement altéré, de même que les feldspaths qui se transforment en masse kaolinique chargée de produits secondaires.

N° 5017. Rive droite du ravin de Pélia, un peu au Sud des sources.

Roche finement grenue, assez fraîche. Pyroxène abondant, en plages moulant les feldspaths, en partie transformé en serpentine. Fer titané assez abondant également, en grains et plages moulant parfois le pyroxène. Quelques sections d'amphibole vert pâle provenant de l'altération des pyroxènes, puis aussi d'amphibole brune qui passe latéralement à la hornblende verte. Une ou deux petites

lamelles de biotite rouge toujours à proximité de la hornblende brune. Feldspaths assez altérés, chargés de taches de kaolin, mais en partie déterminables:

Section mâclée selon Ab.

Extinction maximum dans la zone de symétrie = 38° = Labrader basique $Ab^3 An^4$.

Passablement de quartz secondaire en plages unies, ou en micropegmatites disposées en auréoles autour des plagioclases complètement kaolinisés.

N° 5019. Gros affleurement dans le lit de Pélia, près de la jonction des deux sources.

Quelques plages de fer titané. Pyroxène assez frais, abondant, moulant les feldspaths. Rares et petites lamelles de biotite. Quelques cristaux d'amphibole verte épigénisant les pyroxènes ou les marbrant localement. Un peu de hornblende brune entourée par la précédente. Feldspaths très altérés, en partie déterminables.

1. Extinction maximum dans la zone de symétrie de l'albite = 40° = feldspath. voisin de la Bytownite.

2. Section sup. mâclée selon Ab et P. K.

Extinction de 1. Ab = + 33 }
» » 2. P = — 44 } = Labrador $Ab_3 An_4$

N° 5023. Extrémité Sud de la crête B à l'Ouest de Kwarkouche (fig. 10).

Roche assez fraiche, à grain moyen. Quelques plages de fer titané. Pyroxène abondant transformé par places en serpentine. Feldspaths très altérés, presque entièrement décomposés en kaolin et indéterminables. Quelques lamelles de mica blanc et quelques grains de grenat incolore.

N° 5034. Sommet γ au Sud de F et des sources de Pélia (fig. 11).

Roche également totalement décomposée. Pyroxène disparu, remplacé par de la hornblende incolore ou grisâtre. Quelques plages de leucoxène. Feldspaths entièrement décomposés et kaolinisés, transformés en une masse grisâtre imprégnée de zoïsite.

N° 5075. Filon dans la crête de Kozmer, à l'Ouest de Kwarkouche.

Roche assez différente des précédentes. Fer titané abondant. Pyroxène complètement disparu remplacé par de grandes plages de chlorite lamellaire. Epidote très abondante en gros grains disséminés partout. Feldspaths paraissant assez frais, de nature albitique et d'origine secondaire.

N° 5063 P. Piton rocheux en place, flanc Est de Kwarkouche, avant d'arriver au sommet F. (fig. 1).

Cet échantillon est le seul de ceux rencontrés qui renferme de l'olivine. Le pyroxène transparent et incolore, forme des grandes plages ophitiques à contour sinueux, qui empâtent les feldspaths toujours de dimension plus petite et transformés en masses kaoliniques. L'olivine paraît avoir été abondante, mais elle est presque complètement décomposée. Les cristaux arrondis et craquelés sont réduits à l'état de noyaux au milieu de la serpentine; ils forment avec les pyroxènes des associations poecilitiques, et sont aussi disséminés à l'état de grains parmi les feldspaths. Ces derniers devaient sans doute former un réseau entrecroisé de gros cristaux à habitus microlitique, à en juger par la forme des squelettes qui se trouvent dans les plages de pyroxène, mais ils sont remplacés par une masse opaque grisâtre formée de kaolin. Dans celle-ci on trouve quelques régions hyalines de forme arrondie qui, en lumière polarisée, se montrent formées par un agrégat de lamelles biréfringentes attribuables à du talc, jointes à des petits amas granuleux et ferrugineux qui gardent la forme des cassures de l'olivine dont ils sont un produit de décomposition. Dans la masse kaolinique quelques débris de pyroxène avec formes graphiques, restant de plages plus grandes décomposées.

N° 5065. Provenance identique à celle du numéro précédent, trouvé avec lui dans les éboulis.

Roche très décomposée également. Pyroxène primitivement assez abondant, incolore moulant les feldspaths. Pas d'olivine visible, on trouve cependant ça et là des plages hyalines de forme arrondie rappelant celle des grains d'olivine, qui sont remplies de petites aiguilles et de prismes d'actinote. Feldspaths entièrement décomposés, et remplacés par une masse kaolinique opaque mêlée à des aiguilles d'actinote. Çà et là un peu de zoïsite.

N° 5073. Sommet γ au Sud des sources de Pélia (fig. 11).

Roche très décomposée et altérée; pyroxène entièrement détruit remplacé par de l'amphibole incolore rattachable à l'actinote. Passablement de leucoxène. Feldspaths complètement altérés et transformés en une masse kaolinique imprégnée de zoïsite.

N° 5077. Filon de diabase au sommet de Kozmer.

Roche très altérée. Pyroxène en plages ophitiques, marbré de taches grises et réduit à l'état de débris. Amphibole brune assez abondante, en cristaux de couleur foncée, très polychroïques. Peu de fer titané entouré de leucoxène en plages

moulant généralement les pyroxènes altérés. Feldspaths entièrement décomposés, remplacés par une masse kaolinique grise dans laquelle on trouve passablement de quartz secondaire, puis quelques grains d'Epidote.

N° 5081. Sommet terrassé, sur la rive gauche du ravin des sources de Malma.

Fer titané abondant enveloppé d'une auréole brune, d'origine leucoxénique. Pyroxène abondant également en grandes plages ophitiques altérées, marbrées de taches d'amphibole verte. Feldspaths très décomposés et transformés en kaolin opaque; par places cependant on observe encore quelques lamelles de l'albite.

1. Sections mâclées selon Ab. Extinction maximum dans la zone de symétrie = 42° = Bytownite.

Passablement de quartz secondaire en plages graphiques et en micropegmatites.

N° 5082 P. Base de la terrasse qui supporte le sommet précédent.

Roche entièrement décomposée et dynamo-métamorphique. Le pyroxène a complètement disparu, il est transformé en actinote en bâtonnets et cristaux alignés. Feldspaths détruits remplacés par du kaolin, grains d'épidote, puis un peu d'albite secondaire.

N° 5083 P. Eperon dominant les sources de Malma.

Fer titané en amas opaques entourés de produits brunâtres leucoxéniques. Pyroxène en plages ophitiques très altéré et décomposé. Feldspaths entièrement transformés en une masse kaolinique dans laquelle on trouve des plages de quartz secondaire.

N° 5085 P. Sources de Tsépel sur le Kwarkouche.

Roche finement grenue et relativement assez fraîche, de type plutôt mésocrate.

Pyroxène grisâtre et petites plages ophitiques. Fer titané abondant en grains moulant localement le pyroxène. Feldspaths en cristaux allongés et enchevêtrés encore assez frais.

1. Zone de symétrie de l'albite extinction maximum = 49° = feldspath voisin de l'Anorthite.

2. Section mâclée selon Ab et K ⊥ à g^1 = (010).

Extinction de 1 1' = 76 1 = 38° }
» 2 2' = 42 2 = 21° } Labrador basique voisin de Ab_3 An_4.

3. Sections mâclées selon Ab et K ⊥ à g' = (010).

Extinction de 11′ = 24°	1 = 12°	Labrador basique $Ab_3\ An_4$.
»	2 = 29°	

La lamelle 2 est voisine de n_p.

N° 5087 P. Sommet de l'ouwal qui forme le prolongement Sud de l'ouwal B fig. 10.

Belle roche largement cristallisée, assez fraîche. Fer titané, en grandes plages. Pyroxène ophitique très abondant, assez frais mais déjà marbré de taches de décomposition. Feldspaths très kaolinisés mais en partie déterminables.

1. Zone de symétrie de la mâcle de l'Ab. extinction Maximum = 58° = Anorthite.

2. Sections mâclées selon Ab et K ⊥ à g' (010).

Extinctions de 11′ = 74°	1 = + 38°	Entre $Ab_3\ An_4$ et An.
»	2 = — 22°	
Extinctions de 11′ = 62°	1 = + 31°	Anorthite.
»	2 = — 38°	
Extinctions de 11′ = 22°	1 = 11°	Labrador basique $Ab_3\ An_4$.
»	2 = 32°	

N° 5086 P. Source de Tsépel.

Roche entièrement décomposée, ayant perdu l'aspect extérieur d'un diabase. Sous le microscope toute trace de pyroxène et de feldspath a disparu, ces minéraux sont remplacés par un agrégat de cristaux de hornblende verte ayant les caractères de l'actinote déjà décrite, avec quelques grains de zoïsite et de fer oxydulé.

N°. 5089 P. Affleurement dans la partie S. O. de Kwarkouche.

Roche finement grenue, renfermant du pyroxène ophitique assez frais et incolore. Peu de fer titané. Feldspaths complètement kaolinisés. Un peu de quartz secondaire.

N° 5096. Petit sommet sur la crête dominant une des sources de Malma.

Très belle roche, parfaitement fraîche. Pyroxène abondant, brunâtre, très frais en plages ophitiques. Un peu de fer titané et de hornblende brune cantonnée généralement à proximité de ce dernier minéral et l'entourant fréquemment. Le fer

titané moule par places les feldspaths. Plagioclases abondants et frais, mâclés selon l'albite. Karlsbad et la péricline.

1. Section perpendiculaire à n_p mâclée selon Ab.

$$\left.\begin{array}{lll}\text{Extinction de 1} & \text{Snp.} & = 30^\circ \\ \quad\text{»} \quad 1' & & = 38^\circ\end{array}\right\} = \text{Labrador } Ab_3\,An_4.$$

N° 5098 P. Région Sud de Kwarkouche.

Roche à grain moyen, renfermant du fer titané, du pyroxène abondant et altéré en partie amphibolitisé, de l'amphibole verte et un peu d'amphibole brune. Feldspaths complètement décomposés, on distingue cependant encore quelques lamelles de l'albite.

1. Zone de symétrie de l'albite maximum = 48° feldspath entre le Labrador $Ab_3\,An_4$ et An.

Assez nombreux grains d'Epidote, puis quartz secondaire.

N° 5106. Région Sud de Kwarkouche.

Pyroxène en grandes plages ophitiques très altéré, en partie serpentinisé en partie transformé en amphibole brune. Peu de fer titané. Feldspaths décomposés en kaolin. Amphibole brune assez abondante entourée de hornblende verte. Quartz en micropegmatiques.

§ 5. *Composition chimique et formule magmatique des diabases.*

Analyses des diabases.

		N° 5017	5019	5023	5029
SiO^2	=	51,02	49,76	49,40	50,52
TiO^2	=	1,38	1,70	1,08	0,66
Al_2O_3	=	13,62	14,60	17,00	14,84
Fe_2O_3	=	2,67	1,89	3,05	1,02
FeO	=	9,86	11,44	9,25	9,20
MnO	=	traces	—	—	—
CaO	=	11,42	11,04	11,20	11,92
MgO	=	6,01	5,43	5,04	7,80
K_2O	=	0,53	0,51	0,51	0,47
Na_2O	=	2,16	2,38	2,05	2,20
Perte au feu	=	2,48	1,77	2,20	1,60
		101,15	100,52	100,78	100,23

N° 5017 = Echantillon finement grenu, provenant de la rive droite du ravin de Pélia.

N° 5019 = Echantillon à grain plus grossier, provenant d'un affleurement situé dans le lit de Pélia.

N° 5023 = Extrémité de la première crête C située à l'Ouest de Kwarkouche (fig. 10), type à grain moyen.

N° 5029 = Sommet de Kwarkouche désigné par B (fig. 1).

Type très altéré, le pyroxène y est remplacé par la hornblende verte.

Ces différentes analyses, sont assez concordantes et montrent que tous ces diabases appartiennent en réalité à un seul et même type, dont la composition déduite de la moyenne des Nos 5017, 5019 et 5023 est la suivante :

Composition moyenne des diabases.

SiO_2	=	50,06
TiO_2	=	1,38
Al_2O_3	=	15,07
Fe_2O_3	=	2,54
FeO	=	10,18
CaO	=	11,22
MgO	=	5,49
K_2O	=	0,51
Na_2O	=	2,19
Perte au feu	=	2,15
		100,79

La formule magmatique se déduit des opérations suivantes :

Moyenne calculée sur 100 parties			Quotients		
SiO^2	=	50,75	0,846	$RO^2 = 0,861$	
TiO^2	=	1,40	0,015		
Al_2O_3	=	15,27	0,149	$R_2O_3 = 0,165$	
Fe_2O_3	=	2,58	0,016		
FeO	=	10,32	0,143	$RO = 0,485$	$R^2O + RO = 0,526$
CaO	=	11,37	0,203		
MgO	=	5,57	0,139		
K_2O	=	0,52	0,005	$R^2O = 0,041$	
Na_2O	=	2,22	0,036		
		100,00			

Coefficient d'acidité $\alpha = 1,67$.
Rapport $R_2O : RO = 1 : 11,8$.
Formule magmatique $= 5,2\ SiO^2 : R_2O_3 : 3,2\ RO$.

CHAPITRE III

Formations géologiques. La série métamorphique infradévonienne.

§ 1. Caractères généraux de la série et classification proposée. — § 2. Les quartzites et les conglomérats quartzeux, caractères, structures et monographie des types étudiés. — § 3. Les amphibolites albito-épidotiques, minéraux constitutifs et structure. — § 4. Monographie des échantillons d'amphibolites albito-épidotiques étudiés. — § 5. Composition chimique des amphibolites albito-épidotiques et considérations générales relatives à ces roches. — § 6. Les schistes albito-chloriteux, minéraux constitutifs, structures. — § 7. Monographie des types de schistes albito-chloriteux étudiés. — § 8. Composition chimique des schistes albito-chloriteux. — § 9. Les glaucophanites albito-épidotiques, minéraux constitutifs et composition chimique. — § 10. Les gneiss séricitiques à albite, minéraux constitutifs et structures. — § 11. Monographie des types de gneiss séricitiques à albite étudiés. — § 12. Composition chimique des gneiss séricitiques à albite. — § 13. Les schistes quartzito-séricitiques, minéraux constitutifs et structures. — § 14. Monographie des types de schistes quartzito-séricitiques étudiés. — § 15. Composition chimique des schistes quartzito-séricitiques. — § 16. Les schistes quartziteux, minéraux constitutifs, structures. — § 17. Monographie des types de schistes quartziteux étudiés. — § 18. Composition chimique des schistes quartziteux. — § 19. Les calcaires cristallins.

§ 1. *Caractères généraux de la série et classification proposée.*

La série infradévonienne est représentée par trois types de formations, qui sont :

1. Les quartzites et conglomérats quartzeux.
2. Les schistes métamorphiques communément appelés schistes cristallins.
3. Les calcaires cristallins ou marbres, intercalés dans les précédents.

Les *quartzites et conglomérats* sont identiques à ceux que nous avons étudiés et décrits dans le bassin de la Koswa ; nous les examinerons par conséquent d'une façon plus sommaire. Les schistes métamorphiques au contraire sont très développés dans la région de la haute Wichéra et fournissent un excellent matériel pour l'étude de ces formations intéressantes. Sans entrer dans le détail pour l'instant nous dirons cependant qu'ils se rattachent à deux groupes aussi distincts par leur composition minéralogique et chimique que par leur origine ; le premier est représenté par un ensemble de roches plus ou moins quartzeuses, qui sont étroitement liées aux quartzites auxquelles elles passent latéralement ; le second comprend au contraire une série de roches basiques, dont les minéraux constitutifs sont en partie différents de ceux des roches du premier type, et qui se rattachent génétiquement à des roches éruptives, dont ils représentent un produit de transformation plus ou moins complète dû au métamorphisme dans le sens le plus large de ce mot. La distinction de ces deux types à déjà été faite par M. de Féodorow qui les a séparés sur sa carte géologique ; sur le terrain déjà elle est aisée à faire, bien qu'il existe dans certains cas des formes ambiguës, qui restent embarrassantes. Les deux types sont d'ailleurs loin d'avoir la même importance, le premier qui comporte des schistes quartziteux, des schistes quartzito-séricitiques et des gneiss albito-chloriteux, est considérablement plus répandu que le second, qui est représenté par des amphibolites albito-épidotiques et des schistes albito-chloriteux.

Quant aux calcaires cristallins qui sont assez bien développés sur une partie seulement de la région étudiée, notamment dans les environs de Choudia, ils sont assez uniformes et ne donnent pas matière à une subdivision.

§ 2. *Les quartzites et les conglomérats quartzeux, caractères, structures et monographie des types étudiés.*

Les quartzites sont généralement des roches compactes, blanches, saccharoïdes, à grain fin et d'aspect très uniforme. Elles sont litées en bancs de 0,80 à 1 mètre d'épaisseur et ne se distinguent guère comme aspect des mêmes roches carbonifères. Il existe cependant des variétés micacées qui sont un acheminement aux schistes quartzito-micacés ; le mica y est quelquefois visible à l'œil nu, mais le plus souvent il ne se distingue qu'au microscope ; ces variétés micacées sont alors généralement un peu schisteuses, et souvent litées en bancs moins épais ; elles sont aussi parfois jaunies par la présence d'éléments ferrugineux en petite quantité.

Dans la règle, la structure microscopique de ces quartzites est très uniforme ; elles sont composées de petits grains plus ou moins polyédriques ou anguleux de

quartz, qui sont directement pressés les uns contre les autres, comme les pièces d'une mosaïque, sans ciment intermédiaire; çà et là seulement on rencontre quelques rares paillettes de séricite ou de mica blanc, puis quelquefois un grain de zircon. Dans certains cas le quartz apparaît comme saupoudré d'une fine poussière ferrugineuse.

Cette structure est celle des quartzites franches; celle de quartzites micacées est un peu différente; ces roches passant souvent insensiblement aux schistes quartzito-micacées. Elles sont formées par des grains arrondis de quartz, véritables petits galets microscopiques formés par des individus quartzeux uniques, présentant cependant parfois des extinctions onduleuses. Ces grains sont réunis par une sorte de ciment constitué par des grains polyédriques de quartz de plus petite dimension, mêlés à des paillettes de séricite tantôt uniformément réparties parmi les grains de quartz, tantôt groupées en petits amas.

Il n'est pas rare de voir les galets de quartz plus ou moins alignés, ce qui communique à la roche une structure parallèle qui est encore soulignée par l'orientation des lamelles de séricite.

Les *conglomérats* sont identiques à ceux rencontrés à l'Ostry ou au Tscherdynsky-Kamen; leurs galets dont la dimension varie de celle d'un pois à celle d'une noix, sont généralement petits, leur abondance par rapport au ciment qui les relie est variable. Dans la règle, ces galets sont représentés par du quartz; on y rencontre cependant, mais plus rarement, des roches séricitiques. La masse qui réunit les galets est toujours formée par des arènes quartzeuses mêlées à quelques paillettes séricitiques et souvent réunies par un ciment ferrugineux.

Monographie des types étudiés.

A. *Conglomérats.*

N° 5021 Ouwal C (fig. 10) à l'Ouest du Kwarkouche.

Cette roche est formée par des petits galets de quartz, par des galets d'un micaschiste très quartzeux, et aussi d'une roche séricitique altérée qui présente de jolis froissements et ondulations microscopiques. Les galets de quartz sont formés par des plages uniques présentant des extinctions onduleuses, ou par une mosaïque de grains polyédriques, orientés optiquement d'une manière différente. Plusieurs galets sont étirés et accusent des actions dynamiques manifestes. La masse de remplissage répartie entre les galets est formée par des grains nettement roulés et arrondis de quartz, réunis localement par un ciment ferrugineux opaque, ou par un peu de séricite.

N° 5078. Crête de Kozmer.

La roche est exclusivement composée de petits galets de quartz qui tantôt sont formés par un seul individu, tantôt par une mosaïque de grains polyédriques. Ces galets sont réunis par un ciment composé de tous petits grains de quartz directement pressés les uns contre les autres et mêlés à quelques petites lamelles de séricite orientées parallèlement. Dans le ciment quartzeux, on trouve des grains roulés plus grands de quartz, quelques rares débris de zircon, puis par places des petits amas de paillettes de séricite. La roche est déjà dynamo-métamorphique et forme un acheminement aux schistes micacés quartziteux.

B. *Quartzites.*

N° 5003. Roche en place en montant au sommet Sud du Poyassowoï.

Roche blanche, compacte et grenue, formée par des grains roulés de quartz de grosseur uniforme, qui présentent parfois des extinctions onduleuses et sont réunis par un ciment quartzeux produit par la réunion de grains polyédriques de plus petite dimension. Parmi les grains de quartz, quelques lamelles et amas de mica blanc assez uniformément réparties dans la masse.

N° 5003 *b*. Dernier sommet Sud du Poyassowoï.

Quartzite formée par la réunion de grains de quartz de grosseur assez uniforme, présentant encore un aspect roulé, et alignés plus ou moins parallèlement. Ces grains sont réunis par un ciment formé par du quartz plus fin, mêlé à des lamelles de séricite disposées en traînées parallèles qui communiquent à la roche une certaine schistosité. Forme de passage aux schistes quartzito-micacés.

N° 5003 *c*. Dernier sommet Sud du Liampowsky-Kamen.

Roche formée par du quartz, en grains arrondis et en agrégats de grains, disposés au milieu d'un tissu de petites lamelles de séricite qui forment le ciment. Type parfait de quartzite micacée.

N° 5008. Sommet A de Kwarkouche (fig. 1).

Quartzite de type très différent des précédentes, formée exclusivement par des grains anguleux de quartz de même dimension, directement pressés les uns contre les autres. Quelques petites et rares lamelles de mica blanc alignées parallèlement.

N° 5020. Crête B (fig. 10) formant la rive gauche du ravin de Pélia.

Cette roche est identique à la précédente et possède une disposition schisteuse accusée par quelques traînées parallèles de produits opaques.

N° 5033. Rochers isolés ruiniformes sur la crête de Kwarkouche, au Sud des sources de Pélia.

Quartzite formée également par des grains de quartz anguleux, directement pressés les uns contre les autres. Çà et là un cristal de zircon parmi les grains de quartz.

N° 5091. Sources de Jazwa.

Quartzite constituée exclusivement par des arènes de quartz; les grains sont nettement roulés et se touchent directement.

N° 5104. Crête de Kwarkouche, au Sud du ravin de Malma.

Roche déjà métamorphique, formée par des petits grains roulés de quartz, qui sont en partie recristallisés et distribués dans une masse quartzeuse finement grenue. Çà et là quelques grains de zircon. Structure parallèle manifestée par la présence de quelques minces rubans formés par des lamelles orientées de séricite.

§ 3. *Les amphibolites albito-épidotiques; minéraux constitutifs et structure.*

Les amphibolites albito-épidotiques sont des roches de couleur foncée, généralement plus ou moins verdâtre, qui, dans la majorité des cas, paraissent massives, surtout quand on les examine sur un fragment. En réalité elles sont presque toujours grossièrement litées, sur quelques variétés cependant on observe une schistosité manifeste et une orientation parallèle des éléments constitutifs.

Ces roches sont toujours entièrement cristallines; à la loupe on voit qu'elles sont formées par un agrégat le plus souvent finement grenu de petits prismes ou aiguilles de hornblende de couleur sombre et de plages d'épidote d'un vert plus clair. L'élément blanc n'est visible que sur quelques spécimens seulement, dans ce cas, et surtout lorsque la schistosité fait défaut, ces amphibolites rappellent alors beaucoup comme aspect certains diabases de la région.

Sous le microscope les minéraux constitutifs des amphibolites sont les suivants :

Leucoxène hématite, amphibole, biotite, épidote, chlorite, albite et rarement calcite.

LEUCOXÈNE

Il se rencontre dans toutes les roches et se présente en gros amas grisâtres ou brunâtres, qui polarisent à la façon des agrégats. Dans les variétés schisteuses, ces plages de leucoxène sont étirées en rubans ou en lentilles disposées plus ou moins parallèlement.

HÉMATITE

Elle est rare et ne se rencontre pas sur tous les échantillons. On la trouve sous forme de petits grains rougeâtres, transparents ou translucides, englobés à l'intérieur du leucoxène ou mêlés aux autres minéraux constitutifs.

MAGNÉTITE

Rencontré dans un seul spécimen, en petits octaèdres opaques.

AMPHIBOLES

Dans la règle l'amphibole forme l'élément principal des amphibolites, dans certaines variétés cependant elle cède le pas à l'épidote, voire même à la chlorite. Elle paraît s'être formée avant l'élément blanc, car on voit fréquemment l'albite pénétrer dans les anfractuosités de la hornblende et la mouler par places. Elle renferme quelquefois des inclusions d'épidote, mais ce cas est plutôt rare, en revanche les inclusions de chlorite y sont fréquentes.

Les cristaux sont presque toujours fortement allongés suivant la zone de prisme, souvent même ils sont aciculaires; on trouve cependant quelquefois des formes raccourcies et trapues, mais alors seulement dans les variétés à grain relativement grossier, qui sont massives et toujours riches en albite. En général les contours géométriques font défaut, nous avons cependant observé quelquefois les profils m (110) = et g^1 = (010), les cristaux ne sont jamais terminés mais au contraire presque toujours effrangés aux extrémités. Les clivages m = (110) sont distincts, les mâcles selon h^1 = (100) rares, ou font le plus souvent défaut.

L'examen des propriétés optiques des hornblendes contenues dans les différentes préparations étudiées permet d'en distinguer plusieurs variétés, à savoir :

1. Une hornblende verte, fortement colorée et polychroïque, dont le plan des axes est parallèle à g^1 = (010), et qui s'éteint à 22° sur cette face.

La bissectrice aiguë est négative, l'angle 2 V est de 61°, quant aux biréfringences qui ont été déterminées très exactement sur une série de sections trouvées dans des préparations provenant d'un même échantillon (N° 7030 *a*), elles oscillent entre les chiffres suivants :

$$n_g - n_p = 0{,}0160 \text{ à } 0{,}0156$$
$$n_g - n_m = 0{,}0045 \text{ à } 0{,}0044$$
$$n_m - n_p = 0{,}0115 \text{ à } 0{,}0119$$

Le polychroïsme est comme suit :

n_g = vert bleuâtre très foncé n_m = vert foncé n_p = vert jaunâtre, très pâle.

Quelquefois le centre des cristaux de cette hornblende est un peu plus biréfringent et moins coloré que la bordure, le polychroïsme bien que moins intense y est cependant identique.

Cette amphibole qui se présente toujours en cristaux relativement courts et volumineux, se rencontre principalement dans les amphibolites compactes à grain moyen et largement cristallisées, qui sont toujours riches en albite.

2. Une hornblende beaucoup moins colorée que la précédente, mais qui s'y rattache étroitement par son polychroïsme. L'orientation du plan des axes et le signe de la bissectrice sont identiques, mais sur $g^1 = (010)$ l'extinction de n_g oscille entre 15 et 18°. Le tableau suivant résume les propriétés de cette amphibole, qui varient non seulement sur des cristaux provenant de roches différentes, mais encore sur des cristaux d'une seule et même préparation.

Numéros de la coupe.	$n_g - n_p$	$n_g - n_m$	$n_m - n_p$	Extinction sur $g^1 = 010$	n_g	n_m	n_p	2V
7027	0,0190	0,0043	0,0156	18°	vert bleuâtre pâle	vert pâle	incolore	—
	0,0207	0,0065	0,0142	16°	id.	id.	id.	—
7031	0,0222	0,0067	0,015	15°	bleu verdâtre très pâle	id.	id.	67°-56'
	0,0217	0,0069	—	15°	id.	id.	id.	—

Dans certains cristaux de cette hornblende, on trouve quelquefois des noyaux beaucoup plus colorés et polychroïques, qui forment souvent de simples taches locales. Ces noyaux sont considérablement moins biréfringents que l'amphibole elle-même, leur polychroïsme est :

n_g = violacé n_m = vert bleuâtre n_p = jaunâtre très pâle.

L'amphibole du type N° 2 est très répandue et se rencontre dans la majorité des amphibolites, notamment dans les variétés très basiques schisteuses et pauvres en albite. Elle est fréquemment aciculaire.

3. Une hornblende presque incolore, en grands cristaux souvent déformés et étirés en rubans onduleux, ou encore morcelés et réduits à l'état de lambeaux.

Le plan des axes et le signe de la bissectrice sont comme précédemment; sur $g^1 = (010)$ l'extinction oscille entre 17° et 20°, la biréfringence $n_g - n_p = 0,023$. Cette amphibole a été rencontrée dans un petit nombre d'amphibolites seulement.

4. Une hornblende en petits cristaux aciculaires, très allongés, qui présentent les curieuses propriétés optiques suivantes : l'allongement des cristaux est alternativement positif et négatif; la section perpendiculaire à n_p, qui est bissectrice aiguë, s'éteint à 0° ; elle est négative en long, le plan des axes optiques est en effet transversal. L'angle 2 V est petit, la croix noire donnée par la section perpendiculaire à la bissectrice se disloque en deux hyperboles, qui restent dans le champ et s'écartent peu du centre. La section elle-même est très peu biréfringente, autant qu'il est possible d'en juger, cette biréfringence $n_g - n_m = 0,002$ ou $0,003$ au plus.

La section perpendiculaire à n_g bissectrice obtuse est positive en long, n_m s'éteint à 10° — 11° de l'allongement, la biréfringence $n_m - n_p$ est un peu plus élevée et atteint probablement 0,007; sur cette section on a vérifié la position transversale du plan des axes optiques. Le polychroïsme, très intense, est comme suit :

n_g = violacé foncé n_m = bleu verdâtre foncé
n_p = jaune verdâtre beaucoup plus pâle.

BIOTITE

Elle ne se trouve pas dans toutes les amphibolites, mais cependant est assez fréquente, notamment dans les variétés pauvres en albite ou qui n'en renferment pas. Les lamelles toujours petites et très minces sont de couleur brun foncé, le pigment coloré y semble irrégulièrement réparti. Elle est uniaxe, négative, s'éteint à 0° du clivage $p = (001)$, sa biréfringence $n_g - n_p$ dépasse 0,04. Polychroïsme intense avec n_g = rouge brun foncé, n_p = brunâtre plus pâle. La biotite se trouve généralement mêlée aux grains d'épidote et d'albite.

ÉPIDOTE

Ce minéral ne manque jamais et forme parfois l'élément constitutif principal. Il se rencontre en grains plus ou moins arrondis ou en cristaux sur lesquels on voit quelquefois des profils géométriques. Les cristaux sont légèrement allongés suivant l'arête ph^1, mais jamais aciculaires; ils présentent le clivage $p = (001)$ assez net; la mâcle selon $h^1 = (100)$ a été observée une seule fois. En lumière naturelle, les cristaux possèdent un fort relief et sont généralement transparents ou incolores, parfois légèrement grisâtres. Dans certaines roches l'épidote est faiblement teintée de jaune et dans ce cas polychroïque. Les cristaux sont fréquemment zones, on a observé quelquefois jusqu'à 4 zones concentriques qui ne sont mises en évidence que par la différence des biréfringences des individus qui les composent, leur couleur en lumière naturelle étant la même.

Le plan des axes optiques est parallèle à $g^1 = (010)$, n_p s'éteint sur cette face à 2° du clivage $p = (001)$, la zone d'allongement marqué est alternativement positive et négative, la bissectrice aiguë $= n_p$. La biréfringence maxima est assez différente d'un cristal à l'autre, elle varie souvent régionalement sur un même cristal. Les chiffres extrêmes trouvés par des mesures exactes, oscillent entre : $n_g - n_p = 0{,}0427$ et 0,0320. Lorsque le cristal est zoné, il n'y a pas croissance ou décroissance continue de la biréfringence à partir du centre pour les différentes zones; ainsi sur un cristal assez volumineux orienté d'une manière quelconque et qui présentait 4 de ces zones, on a mesuré : $n'_g - n'_p$.

1. pour le centre : $n'_g - n'_p = 0{,}016$
2. la première zone » $= 0{,}012$
3. la seconde » $= 0{,}010$
4. la périphérie » $= 0{,}0117$

Quand l'épidote est colorée, on observe le léger polychroïsme suivant :

$n_g =$ à peine grisâtre $n_m =$ jaunâtre très pâle $n_p =$ incolore.

L'épidote est dans quelques-unes de ces amphibolites, criblée de petites ponctuations opaques. On la trouve d'habitude groupée en petits amas cantonnés généralement dans le voisinage de l'albite, mais qui peuvent se remonter également dans la chlorite, ou entre les cristaux d'amphibole.

CHLORITE

La chlorite est également un minéral constitutif très constant qui, dans certaines variétés l'emporte presque sur la hornblende. Elle est en général associée à ce dernier élément à l'intérieur duquel elle forme de grandes taches irrégulières, de même coloration mais qui sont quasi-isotropes, ce qui permet de les distinguer immédiatement; elle moule plus fréquemment encore l'amphibole à l'instar d'un véritable ciment. On trouve aussi la chlorite, toujours en assez grandes plages ou en larges lamelles, parmi les cristaux d'albite; elle entoure et moule encore certains cristaux d'épidote. Au point de vue optique, cette chlorite est à peine biréfringente, de sorte que les sections quelle que soit leur orientation, paraissent toujours éteintes entre les nicols croisés (ou parfois légèrement brunâtres par suite de la dispersion). Elle est uniaxe et positive, son polychroïsme appréciable est :

$n_p =$ vert d'herbe $n_g =$ vert jaunâtre plus pâle.

La variété correspond donc à une pennine.

ALBITE

L'albite paraît être le dernier minéral élaboré, car elle moule et empâte les autres minéraux constitutifs et forme parfois autour de certaines amphiboles une véritable auréole. Les cristaux sont mâclés selon la loi de l'albite, mais rarement les lamelles sont nombreuses, il n'en existe d'habitude que trois ou quatre seulement, qui sont souvent inégales, ainsi par exemple les lamelles 1 sont larges et bien développées tandis que celles 1′ sont étroites. Dans certains cas plus rares on a observé plusieurs fines lamelles cunéiformes 1′ à l'intérieur d'une grande plage qui constitue à elle seule l'individu 1. La mâcle de la péricline a été rencontrée quelquefois également, mais elle est plutôt rare. Enfin il existe des cristaux d'albite qui ne sont pas mâclés du tout, et c'est même là un cas assez fréquent.

La face $g^1 = (010)$ est légèrement inclinée sur la bissectrice aiguë n_g; sur une de ces faces qui présentait les clivages $p = (001)$ et les cassures $h^1 = (100)$, on a mesuré un angle d'extinction de $+ 19°$ pour la vibration n_p.

Plusieurs sections perpendiculaires à n_p et mâclées selon l'albite ont donné :

Extinction de 1 $Sn_p = 14°$
» 1′ » $= 15°$

1′ est aussi sensiblement perpendiculaire sur n_p.

Sur les sections mâcles selon l'albite et perpendiculaires au plan de mâcle, on a déterminé à plusieurs reprises la valeur maximum de 16° 30′ pour l'extinction symétrique de n'_p; en lumière convergente les deux lamelles 1 et 1′ sont presque normales sur n_p.

Enfin sur une section perpendiculaire à l'axe optique A, on a relevé :

Trace du plan des axes sur 1 SA = 63°.
Extinction de 1′ = 34°.

Tous ces caractères coïncident strictement avec l'albite, nous n'avons en effet pas rencontré d'autres feldspaths dans les amphibolites.

L'albite, dans les variétés largement cristallisées qui renferment la hornblende du premier type, se présente en assez gros cristaux limpides et abondants, qui paraissent plus jeunes que la hornblende. Dans les amphibolites schisteuses, elle est réduite à l'état de petits grains, qui, mêlés à l'épidote et à la biotite, remplissent les vides laissés entre les cristaux de hornblende; elle peut alors diminuer beaucoup d'importance et même disparaître complètement. Dans certaines variétés très

dynamo-métamorphiques, les cristaux d'albite sont étirés puis écrasés et réduits en une mosaïque de petits individus polyédriques qui sont orientés optiquement d'une manière différente et qu'on pourrait à première vue prendre pour du quartz.

CALCITE

Cet élément est rare et n'a été rencontré que dans une ou deux préparations seulement et dans des roches exceptionnellement riches en épidote, elle se rencontre en grains arrondis qui présentent les caractères optiques habituels.

STRUCTURES

Les amphibolites albito-épidotiques sont généralement homeoblastiques, certaines variétés compactes à grain relativement grossier et riche en albite, sont granoblastiques ou gabbroïdes, avec un allongement peu marqué de la hornblende qui garde des formes trapues. D'autres variétés compactes également, mais moins riches en albite ou même qui n'en renferment pas, sont formées par des cristaux aciculaires d'amphibole généralement effrangés aux deux extrémités, qui gisent pêle-mêle au milieu des lamelles de chlorite, des grains d'épidote, et des cristaux d'albite; dans ce cas, ou bien les prismes de hornblende sont dépourvus de toute orientation, ou bien ils se disposent plus ou moins parallèlement. Il existe aussi d'autres amphibolites chez lesquelles les cristaux ténus et toujours très allongés d'amphibole sont rigoureusement parallèles et forment, mêlés aux lamelles de chlorite, une espèce de canevas bacillaire dont les interstices sont remplis par des grains d'épidote et des petits cristaux d'albite; ces variétés sont alors macroscopiquement schisteuses et ont la texture linéaire ou cristallo-schisteuse. Certains types enfin ont une structure kataclastique et proviennent à l'évidence de diabases métamorphosés. L'amphibole en cristaux relativement volumineux est alors étirée et morcelée, elle forme des rubans disposés plus ou moins parallèlement et mêlés à de la chlorite; le leucoxène est étiré pareillement et l'albite subit un morcellement qui la réduit en petits fragments qui restent mêlés à l'épidote.

§ 4. *Monographie des échantillons d'amphibolites albito-épidotiques étudiés.*

N° 7030 *a*. Sur la ligne de partage (Oural), un peu au Sud de la source droite d'Iwdiel.

Roche verdâtre, très cristalline, grenue, paraissant massive à l'œil nu et formée par la réunion de cristaux de hornblende avec de l'épidote d'un vert plus

pâle. Sous le microscope la hornblende formant l'élément prédominant, en prismes courts et trapus, très colorés, avec un polychroïsme intense : n_g = bleu verdâtre n_m = vert n_p = jaunâtre. Le centre des cristaux est quelquefois plus coloré et moins biréfringent que la bordure. Dans la hornblende quelques plages assez étendues de chlorite verte. Albite en cristaux transparents et incolores, assez souvent mâclés, qui englobent des grains et cristaux d'épidote. Ce dernier minéral assez abondant, se trouve aussi inclus dans la hornblende. Un peu de leucoxène, quelques rares grains d'oligiste brun et translucide. Structure granoblastique.

N° 7030 *b*. Même provenance que 7030 pris dans un même pierrier.

Roche très foncée, verdâtre, paraissant à l'œil nu compacte et entièrement cristalline. A la loupe, les prismes de hornblende qui joints à l'épidote forment exclusivement la roche, montrent un semblant d'orientation parallèle.

Au microscope : Leucoxène abondant, en traînes grisâtres alignées plus ou moins parallèlement.

Hornblende formant l'élément prédominant, en cristaux aciculaires pas très colorés, n_g = vert bleuâtre assez pâle n_p = vert jaunâtre très pâle. Dans l'intérieur de certains de ces cristaux on observe des taches de même couleur, mais beaucoup plus foncées, avec un polychroïsme plus intense. Nombreuses petites lamelles de biotite brune et de chlorite verte, puis grains d'épidote très abondants. La roche ne renferme pas d'albite. Structure enchevêtrée; les divers éléments indiqués sont pêle-mêle, les prismes de hornblende ont cependant une légère tendance à s'orienter.

N° 7031. Même provenance que le 7030.

Roche presque identique comme aspect au numéro précédent. Au microscope hornblende abondante, en cristaux allongés, effrangés aux extrémités, n_g = verdâtre très pâle, n_p = presque incolore, $n_g - n_p = 0{,}022$. Chlorite en grandes lamelles vertes moulant l'épidote ou la hornblende. Epidote abondante, en grains légèrement grisâtres, disséminés partout. Albite transparente et incolore, en cristaux et en grains quelquefois mâclés. Structure enchevêtrée; aucune trace d'orientation parallèle des éléments.

N° 7023, flanc Est du petit Ouwal situé entre la ligne de partage et la source droite d'Iwdiel (coulant du S au N).

Roche très semblable 7030 *a*. Au microscope. Nombreuses plages de leucoxène grisâtre. Amphibole prédominante en prismes assez gros, allongés, peu colorés, avec n_g = vert bleuâtre pâle, n_m = vert n_p = jaunâtre très pâle presque incolore. Plusieurs cristaux renferment un noyau beaucoup plus fortement coloré et moins

biréfringent, avec n_g = violacé n_m = vert bleuâtre n_p = jaunâtre pâle. Pennine très abondante, en grandes lamelles vert d'herbe, faiblement polychroïques, moulant par place des prismes effrangés de hornblende, et disséminée parmi les cristaux de ce minéral. Quelques petites lamelles de biotite brune. Epidote en grains et petits amas. Albite en cristaux transparents, développés dans les vides laissés entre la hornblende et la chlorite. Structure enchevêtrée, pas d'orientation parallèle des éléments.

N° 7024. Même provenance que le N° 7023 ; pris tout près de ce dernier.

Roche vert foncé, compacte, à grain très fin. A la loupe elle semble formée par des petites aiguilles enchevêtrées d'amphibole mêlées à des grains d'épidote.

Au microscope : Hornblende formant l'élément prédominant, en prismes aciculaires, colorés, avec n_g = vert bleuâtre assez pâle, n_m = vert, n_p = jaunâtre. Quelques-unes de ces prismes possèdent des taches ou des noyaux beaucoup plus colorés, polychroïques et moins biréfringents. Quelques plages de leucoxène. Biotite brune, en petites lamelles assez abondantes. Pennine en lames vertes moulant la hornblende ou l'épidote, ce dernier minéral en grains transparents légèrement jaunâtres. Un peu d'oligiste. Albite en petits grains et cristaux rarement mâclés, mêlés à l'épidote. Structure enchevêtrée, aucune orientation visible des éléments.

N° 7026. Flanc Ouest de l'Ouwal précédemment indiqué.

Roche verte finement grenue, compacte. Leucoxène assez abondant, en plages qui renferment parfois un grain d'hématite. Hornblende en longs prismes bacillaires n_g = vert bleuâtre, n_p = incolore. Chlorite en grandes lamelles et plages moulant par places l'amphibole. Epidote extrêmement abondante répandue partout, en petits grains grisâtres. Quelques lamelles de biotite. Albite rare, en petits grains disséminés, généralement non mâclés. Structure enchevêtrée sans orientation des éléments constitutifs.

N° 7027. Petit Ouwal situé à l'Ouest du précédent, avant la ligne de partage, sur flanc Est de celle-ci.

Roche verdâtre paraissant entièrement cristalline à l'œil nu, très analogue au N° 7026. Au microscope beaucoup de leucoxène. Amphibole très abondante, en prismes aciculaires faiblement colorés, avec n_g = vert bleuâtre pâle et n_p = presque incolore. Chlorite abondante également, formant comme un ciment local qui empâte les prismes de hornblende. Epidote en petits grains jaunâtres disséminés partout : et formant le minéral le plus répandu. Biotite brune en petites lamelles. Albite assez rare en cristaux présentant leur aspect ordinaire. Structure enchevêtrée identique à celle des numéros précédents.

N° 7029. Flanc Ouest du même Ouwal.

Roche plus claire que le 7027, nettement schisteuse, à grain fin, renfermant quelques cristaux de pyrite.

Au microscope, leucoxène en amas grisâtres, hornblende en prismes aciculaires, n_g = vert pâle, n_p = incolore. Pennine très abondante, localisée sur certains points sous forme de longues lentilles dont le grand axe est aligné dans le sens de la schistosité, cette chlorite englobe localement l'épidote. Epidote en cristaux exceptionnellement gros, souvent zonés, quelquefois remplis de granulations opaques. Pas de biotite, albite assez abondante disséminée en grains et cristaux généralement non mâclés parmi les autres minéraux. La structure est nettement parallèle et dynamo-métamorphique, les prismes de hornblende sont alignés parallèlement, certaines plages d'albite sont écrasées et forment des brèches de petits individus polyédriques orientés optiquement d'une manière différente. L'épidote est par places étirée en lentilles qui sont enveloppées par des faisceaux de petites aiguilles de hornblende couchées parallèlement.

N° 7223. Roche nettement schisteuse, à texture linéaire, de couleur vert foncé, paraissant entièrement cristalline et montrant à l'œil nu de jolis porphyroblastes octaédriques de magnétite. Au microscope la roche est formée par des prismes aciculaires rigoureusement alignés en traînées parallèles d'une hornblende vert foncé, qui présente les caractères optiques singuliers décrits précédemment, notamment le plan des axes optiques transversal aux fibres, l'allongement de signe variable, et le polychroïsme comme suit : n_g = violacé, n_m = bleu verdâtre foncé, n_p = jaune verdâtre très pâle. Leucoxène avec caractères ordinaires. Chlorite verte assez abondante, mêlée aux baguettes d'amphibole. Epidote en grains jaunâtres distribués partout. Albite non mâclée, en grains et petites plages calées entre les cristaux de hornblende. Pas de biotite mais en revanche un ou deux grains de calcite. Quelques porphyroblastes de magnétite octaédrique circonscrits par de larges lamelles de pennine d'un beau vert. Structure hétéroblastique; la masse principale est cristallio-schisteuse avec orientation rigoureusement parallèle des éléments ayant un allongement distinct.

N° 7006. Sommet Sud du Kouriksar.

Roche compacte, verdâtre, paraissant massive sur le terrain, en réalité litée en bancs épais. A la loupe on distingue à peine une orientation parallèle des éléments. Au microscope : Hornblende abondante, en cristaux effilés en fuseaux, ou en rubans alignés parallèlement. La hornblende est presque incolore et par places très morcelée. Passablement de chlorite vert pâle, accompagnant la hornblende et cantonnée dans son voisinage plus ou moins immédiat. Nombreuses plages de leucoxène

étirées en rubans parallèles. Entre les cristaux et rubans d'amphibole masse granoblastique formée par la réunion de grains d'épidote et d'albite. La structure de la roche est kataclastique, cette dernière est évidemment le produit d'un diabase métamorphosé et écrasé par dynamo-métamorphisme.

N° 7224. Echantillon pris sur l'oural, aux sources de la Wichéra de l'Est.

Roche verte, schisteuse, à orientation parallèle des éléments, qui paraît à l'œil nu formée par des fibres de hornblende, associées à une masse finement grenue et verdâtre d'origine épidotique. Au microscope un peu de leucoxène en rubans parallèles. Amphibole abondante, en aiguilles vert-bleuâtre pas très foncé, mêlée à des lamelles de chlorite verte. Epidote extrêmement abondante, en petits grains jaunes disséminés partout et formant par places des amas. Albite en grains et plages rarement mâclés, renfermant souvent des granulations opaques. La structure est nettement parallèle, les aiguilles de hornblende sont toutes orientées et disposées en faisceaux reliés par le mélange granoblastique d'albite et d'épidote.

N° 1 B. Sommet du Krasnoe-Kamen, sur la ligne de partage, près des sources de la Wichéra.

Roche verte, à grain moyen, paraissant très riche en hornblende.

Au microscope la roche est presque entièrement formée par des gros cristaux de hornblende courts marbrés de taches plus claires. Nombreux amas grisâtres de leucoxène. Dans les interstices entre les cristaux de hornblende, quelques grains d'albite plutôt rares puis une ou deux plages de quartz. Cette roche est évidemment un produit de transformation d'un diabase très mélanocrate; les éléments constitutifs sont dépourvus d'orientation, la structure rappelle celle du N° 7030 à l'abondance et la grosseur de l'albite près.

N° 3 B. Près du sommet du Toschemky-Kamen, sur la ligne de partage, près de la source orientale de la Wichéra.

Roche grenue, verdâtre, paraissant très riche en épidote, avec l'élément blanc visible à l'œil nu. Orientation parallèle des éléments noirs.

Au microscope: Amphibole très peu colorée, en cristaux déchiquetés, plus ou moins disposés parallèlement. Chlorite assez abondante, vert pâle. Quelques plages de leucoxène. Beaucoup d'épidote en gros grains jaunâtres, c'est le minéral prédominant. Assez nombreuses plages de calcite, puis albite en grains beaucoup plus petits que les autres éléments. Structure kataclastique.

N° 5051. Ouwal au SO de Liampinskoe.

Roche verte, nettement schisteuse, présentant à la loupe une texture fibreuse et paraissant essentiellement formée par de la hornblende verte assez colorée, avec

n_g = vert bleuâtre, n_m = vert, n_p = jaune verdâtre très pâle. Extinction sur $g^1 = 19°$, plan des axes $= g^1 = (010)$, bissectrice aiguë $= n_p$. Quelques plages de leucoxène grisâtre. Nombreux grains d'épidote jaunâtre et d'albite incolore et non mâclée. La structure est nettement parallèle, les bâtonnets de hornblende mêlés à quelques lamelles de chlorite, sont alignés en faisceaux reliés par le mélange granoblastique d'épidote et d'albite.

§ 5. *Composition chimique des amphibolites albito-épidotiques et considérations générales relatives à ces roches.*

Analyse des amphibolites albito-épidotiques.

		Nº 7029	Nº 7030 *a*	Nº 7024	Nº 7223	Nº 7224	Nº 7006
SiO_2	=	50.82	48.29	48.00	52.58	45.90	48.44
TiO_2	=	1.06	1.30	2.18	2.05	1.93	0.97
Al_2O_3	=	15.89	12.71	13.31	13.33	14.67	15.27
Fe_2O_3	=	2.90	3.37	6.50	4.81	4.47	4.12
FeO	=	7.04	11.16	8.19	10.25	8.97	8.74
MnO	=	0.11	—	—	—	0.21	0.10
CaO	=	7.90	9.51	8.07	5.61	9.51	9.74
MgO	=	6.74	7.13	6.60	6.28	8.03	7.46
K_2O	=	0.60	0.64	0.29	0.54	0.20	0.53
Na_2O	=	4.28	3.33	5.00	3.46	2.74	4.43
Perte au feu	=	2.50	3.55	3.61	3.73	4.26	2.80
		99.84	100.99	101.75	102.64	100.89	102.60

Nº 7029 = Amphibolite schisteuse à grain fin, riche en albite. Flanc Ouest de l'ouwal situé à l'Est de la ligne de partage, près de la source droite d'Iwdiel.

Nº 7030 *a* = Amphibolite à structure granoblastique. Sur la ligne de partage, un peu au sud de la source droite d'Iwdiel.

Nº 7024 = Amphibolite compacte. Flanc Est du petit ouwal situé entre la ligne de partage et la source droite d'Iwdiel.

Nº 7223 = Amphibolite schisteuse, à texture linéaire, avec porphyroblastes de magnétite.

Nº 7224 = Amphibolite schisteuse riche en épidote. Sur la ligne de partage, dans le voisinage de la source Est de la Wichéra.

Nº 7006 = Amphibolite à structure kataclastique. Extrémité Sud de la crête du Kouriksar.

Malgré certaines différences qui tiennent aux variations dans la composition minéralogique quantitative, il est évident que toutes ces roches appartiennent à un même type, caractérisé par la proportion de silice, par le rapport des oxydes de fer à l'alumine, de l'oxyde ferreux à l'oxyde ferrique, puis par le rapport très constant de la chaux à la magnésie et enfin par la proportion d'alcalis.

Les formules magmatiques calculées sur les Nos 7029, 7030 et 7223 mettent encore mieux ces rapports en évidence.

N° 7029

Analyse calculée sur 100 parties.		Quotients.		
SiO_2	= 52,21	0,870	RO_2 = 0,882	
TiO_2	= 1,09	0,012		
Al_2O_3	= 16,32	0,160	R_2O_3 = 0,178	
Fe_2O_3	= 2,97	0,018		
FeO	= 7,23	0,100	RO = 0,420	R_2O + RO = 0,497
MnO	= 0,12	0,002		
CaO	= 8,12	0,145		
MgO	= 6,93	0,173		
K_2O	= 0,61	0,006	R_2O = 0,077	
Na_2O	= 4,40	0,071		
	100,000			

Coefficient d'acidité α = 1,88.
Rapport R_2O : RO = 1 : 5,4.
Formule magmatique = 4,9 SiO_2 : R_2O_3 : 2,8 RO.

N° 7030 *a*

Analyse calculée sur 100 parties.		Quotients.		
SiO_2	= 49,56	0,826	R_2O = 0,841	
TiO_2	= 1,34	0,015		
Al_2O_3	= 13,04	0,127	R_2O_3 = 0,148	
Fe_2O_3	= 3,46	0,021		
FeO	= 11,45	0,159	RO = 0,516	R_2O + RO = 0,578
MnO	= —	—		
CaO	= 9,76	0,174		
MgO	= 7,32	0,183		
K_2O	= 0,65	0,007	R_2O = 0,062	
Na_2O	= 3,42	0,055		
	100,000			

Coefficient d'acidité α = 1,62.
Rapport R_2O : RO = 1 : 8,3.
Formule magmatique = 5,6 SiO_2 : R_2O_3 : 3,9 RO.

N° 7223

Analyse calculée sur 100 parties.			Quotients.		
SiO_2	=	53,16	0,886	RO_2 = 0,909	
TiO_2	=	2,07	0,023		
Al_2O_3	=	13,48	0,132	R_2O_3 = 0,162	
Fe_2O_3	=	4,86	0,030		
FeO	=	10,36	0,144	RO = 0,403	R_2O + RO = 0,465
CaO	=	5,67	0,101		
MgO	=	6,35	0,158		
K_2O	=	0,55	0,005	R_2O = 0,062	
Na_2O	=	3,50	0,057		
		100,00			

Coefficient d'acidité α = 1,9.
Rapport R_2O : RO = 1 : 6,5.
Formule magmatique = 5,6 SiO_2 : R_2O_3 : 2,8 RO.

Ces différentes formules sont en somme assez voisines et de même caractère, elles se rapprochent beaucoup de celle qui exprime la composition des diabases comme le montre le tableau suivant :

Numéros	Formules magmatiques	Rapport R^2O : RO	Coefficient α
Amphibolite 7029	4,9 SiO_2 : R_2O_3 : 2,8 RO	1 : 5,4	1,88
Amphibolite 7030 *a*	5,6 SiO_2 : R_2O_3 : 3,5 RO	1 : 8,3	1,62
Amphibolite 7223	5,6 SiO_2 : R_2O_3 : 2,8 RO	1 : 6,5	1,9
Diabases :	5,2 SiO_2 : R_2O_3 : 3,2 RO	1 : 11,8	1,67

Il parait donc évident que ces amphibolites sont un produit de la transformation des diabases, dont les éléments chimiques se sont unis différemment en donnant de nouvelles combinaisons minérales. Cette transformation s'est faite avec un apport d'alcalis nécessaire pour la formation de l'albite, ce qui résulte clairement de la comparaison des rapports R_2O : RO de ces différentes roches.

§ 6. *Les schistes albito-chloriteux, minéraux constitutifs, structures.*

Ces roches d'aspect assez uniforme, sont généralement d'apparence compacte. Quelques-unes cependant sont légèrement schisteuses et montrent une disposition plus ou moins parallèle de leurs éléments constitutifs. Leur couleur est verte plus ou moins claire, tirant sur le gris, leur structure finement grenue. A la loupe, on y distingue souvent des petits grains d'albite entourés par de la chlorite.

Au microscope, les minéraux constitutifs sont assez uniformes et comprennent : le sphène, la magnétite, la chlorite, les amphiboles, la séricite, l'épidote, la calcite et l'albite.

SPHÈNE

C'est un élément extrêmement répandu. Il se rencontre généralement en petits amas et en grains inclus dans l'albite ou dispersés parmi les minéraux ferromagnésiens. Plusieurs de ces petits grains présentent de jolies formes en fuseau ; ils sont transparents, grisâtres, ont un relief très accentué et une biréfringence $n_g - n_p = 0{,}120$. Le sphène est à deux axes optiques très rapprochés, autour d'une bissectrice aiguë positive $= n_g$.

A côté des petits grains trouvés à l'état d'inclusions, il existe souvent des amas grisâtres de leucoxène qui sont plus ou moins disposés sur des bandes parallèles, lorsque les éléments de la roche sont orientés.

MAGNÉTITE

Elle ne se rencontre pas sur tous les spécimens, mais est au contraire plutôt rare. Elle se trouve en grains disséminés parmi les éléments ferromagnésiens, ou aussi en porphyroblastes.

CHLORITE

La chlorite est, avec l'albite, l'élément de beaucoup le plus important ; tantôt elle l'emporte quantitativement sur cette dernière, tantôt c'est l'inverse qui a lieu. Elle se présente sous forme de lamelles enchevêtrées, qui sont assez grandes et montrent un clivage $p = (001)$ distinct. D'habitude la chlorite est uniaxe positive ; on trouve cependant des variétés biaxes de même signe, dont les axes sont très rapprochés. Sur les faces $p = (001)$ la croix noire est parfois très floue et le signe difficile à déterminer. La biréfringence $n_g - n_p$ est très faible et atteint au plus 0,0017 par contre la dispersion est toujours forte, les lamelles prennent entre les nicols croisés une teinte brunâtre ou violacée très caractéristique. Le polychroïsme

est variable comme intensité; la chlorite est cependant presque toujours assez fortement colorée; n_p = vert d'herbe plus ou moins foncé n_g = jaunâtre plus pâle.

SÉRICITE

La séricite se trouve en inclusions dans les cristaux d'albite, elle est aussi mêlée à la chlorite dont elle se distingue aisément par son absence de coloration et sa biréfringence élevée. Elle n'est jamais très abondante, mais ses lamelles aplaties selon $p = (001)$, sont bien formées. Elle s'éteint à 0° de son allongement simulé, est toujours biaxe mais avec 2 V très petit, la bissectrice aiguë est négative $= n_p$; quant à la biréfringence maxima $n_g - n_p$, elle semble varier d'un spécimen à l'autre mais ne dépasse pas 0,0037.

AMPHIBOLES

L'amphibole est rarement abondante, et se présente en cristaux aciculaires, effrangés, qui sont à peine colorés et polychroïques. L'allongement est positif, sur $g^1 = (010)$ n_g s'éteint à 18°--20°; le signe optique est négatif, la biréfringence $n_g - n_p = 0{,}018$ n_g = vert très pâle et n_p = incolore.

A côté de cette amphibole ordinaire, nous avons trouvé dans une préparation une hornblende qui, comme aspect, rappelle la glaucophane, et présente les caractères suivants :

Les cristaux assez volumineux sont allongés suivant la zone du prisme, parfois même ils sont fibreux; sur certains d'entr'eux on peut reconnaitre les profils (110) et (010), les clivages $m = (110)$ sont nets. Les sections perpendiculaires à n_p bissectrice aiguë sont allongées, le plan des axes est transversal à l'allongement qui dans ce cas est négatif.

L'angle 2 V est nul sur certains cristaux, très petit sur d'autres, l'extinction sur la section normale à n_p se fait à 0° de l'allongement, la biréfringence $n_g - n_m = 0{,}001 - 0{,}002$, elle est pratiquement inappréciable.

Les sections perpendiculaires à la bissectrice obtuse n_g présentent le clivage $m = (110)$ net, avec allongement positif (comme d'ailleurs la grande majorité des sections allongées). L'extinction se fait à 4° de cet allongement; la position transversale du plan des axes a été confirmée sur ces sections. La biréfringence $n_g - n_m = 0{,}010$ environ.

Les sections parallèles à $n_g - n_p$ enfin montrent les deux clivages $m = (110)$ qui se coupent, la vibration n_g bissecte l'angle aigu de ces clivages. La biréfringence $n_g - n_p = 0{,}012$.

Le polychroïsme est intense et se fait ainsi :

n_g = violacé, n_m = bleu violacé, n_p — jaune verdâtre pâle.

Cette hornblende se trouve toujours au milieu de la chlorite qui l'entoure de toutes parts.

ÉPIDOTE

L'épidote est un élément constitutif très constant. Elle se rencontre généralement en petits grains arrondis, grisâtres ou jaunâtres, qui sont englobés dans l'albite ou qui sont distribués dans les plages chloriteuses. Cette épidote diffère légèrement de celle trouvée dans les amphibolites, son signe optique est toujours négatif mais ses trois biréfringences principales sont plus faibles.

$$n_g - n_p = 0{,}017, \quad n_g - n_m = 0{,}010, \quad n_m - n_p = 0{,}012.$$

CALCITE

La calcite ne se rencontre pas dans tous les schistes albito-chloriteux. Elle se trouve en plages qui avoisinent ou moulent les cristaux d'albite.

ALBITE

L'albite se présente en grains, ou en xénoblastes de forme généralement arrondie et à contour souvent festonné, qui englobent à l'état d'inclusion plusieurs des minéraux constitutifs précités, notamment le sphène et l'épidote. Certains cristaux d'albite sont en effet littéralement criblés d'une fine poussière de sphène qui les rend presque opaques. D'habitude l'albite n'est pas mâclée, mais se présente en plages lisses, avec clivages $p = (001)$ et quelquefois cassures h^1 ; sur la face $g^1 = (010)$ presque perpendiculaire à une bissectrice aiguë n_g, on a plusieurs fois mesuré une extinction de $+ 19°$ pour la vibration n_p. Les biréfringences principales sont $n_g - n_p = 0{,}0103$, $n_g - n_m = 0{,}0061$, $n_m - n_p = 0{,}004$. L'angle 2 V est relativement petit.

STRUCTURES

La structure la plus communément observée est celle dite poeciloblastique. L'albite forme des xénoblastes qui empâtent généralement le sphène puis des grains d'épidote et des lamelles de séricite, plus rarement de la chlorite et de l'amphibole. Ces xénoblastes se développent dans une masse qui peut être plus ou moins abondante, qui forme en quelque sorte un ciment, et qui est composée essentiellement par de la chlorite jointe à un peu de séricite, d'amphibole, d'épidote, et de sphène. Lorsqu'il y a de la calcite, celle-ci moule généralement localement les xénoblastes d'albite.

Très souvent on n'observe pas d'orientation parallèle des éléments; quelquefois cependant les xénoblastes sont distribués dans une masse nématoblastique formée par des fibrilles d'amphibole orientées parallèlement, jointes à des lamelles de chlorite et de séricite.

§ 7. *Monographie des types de schistes albito-chloriteux étudiés.*

N° 5084. Sur le Kwarkouche, dans le ravin des sources de Pélia.

Roche gris-verdâtre, à grain moyen, paraissant absolument compacte. A la loupe elle semble constituée par des petits grains d'albite blanche, entourés d'une pâte chloriteuse. Au microscope, la roche est en majorité formée par des xénoblastes d'albite à contour arrondi, qui empâtent de très nombreux grains de sphène grisâtre, quelques rares aiguilles d'amphibole, des lamelles de séricite et des cristaux d'épidote. Ces xénoblastes se touchent directement ou sont réunis par une masse verte formée par des lamelles enchevêtrées de chlorite mêlée à un peu de séricite, à quelques grains d'épidote et à des débris de sphène.

N° 5062. Flanc Est de Kwarkouche, petit affleurement au S. E. du sommet F (fig. 1).

Roche finement grenue, analogue à la précédente.

Au microscope : xénoblastes d'albite englobant des grains de sphène, des lamelles de séricite et plus rarement des grains d'épidote. L'albite est entourée par une masse chloriteuse formée par des lamelles de pennine verte enchevêtrées, mêlées à un peu de hornblende en petites aiguilles très allongées et à peine colorées, à des paillettes de séricite, à des cristaux d'épidote, et à des petits grains de sphène. Les éléments constitutifs ne présentent aucune orientation parallèle.

N° 5020. Sur la crête B (fig. 10) qui encaisse la rive gauche de Pélia.

Roche grisâtre, finement grenue, à peine schisteuse. Au microscope nombreux xénoblastes d'albite de forme arrondie, qui empâtent des grains de sphène, des jolies lamelles de séricite, des nombreux cristaux d'épidote et des aiguilles de hornblende à peine colorée. Ces xénoblastes sont distribués dans une masse nématoblastique à individus orientés parallèlement, formée par des fibrilles d'amphibole, mêlée à des lamelles de chlorite, des paillettes de séricite, des gros grains d'épidote, et un peu de sphène.

N° 5068. Petit affleurement au N. E. du sommet F de Kwarkouche.

Roche compacte, à grain fin, formée de chlorite mêlée à un élément blanc abondant, qui forme des traînées et des nids dans la roche.

Au microscope : Xénoblastes d'albite complètement obscurcis par une poussière de grains microscopiques de sphène et qui renferment en outre des grains d'épidote et des lamelles de séricite. Ces xénoblastes sont disséminés dans une masse nématoblastique formée par de longues aiguilles de hornblende alignées parallèlement, mêlées aux lamelles de chlorite et à des petits grains de sphène. Quelques jolis cristaux d'épidote assez volumineux.

N° 5025. Sur la crête B (fig. 10) qui encaisse la rive gauche de Pélia.

Roche verte, cristalline, légèrement schisteuse, qui ressemble assez aux numéros précédents.

Au microscope : Nombreuses plages arrondies d'albite, qui renferment des petits grains de sphène, quelques lamelles de séricite, un peu de chlorite, des rhomboèdres de calcite et quelques grains d'épidote. Les plages d'albite sont disséminées dans une masse à structure parallèle, formée par des lamelles de chlorite mêlées à un peu de séricite, à quelques rubans de leucoxène, et à des rares grains d'oligiste et de magnétite. Dans la chlorite, et complètement enveloppés par elle, on trouve de gros cristaux de l'amphibole très polychroïque précédemment décrite. Celle-ci est criblée de petites inclusions de sphène. Quelques plages de calcite entre les cristaux d'albite.

N° 5012. Extrémité Nord de Kwarkouche sur la crête, entre les oreilles de Pélia et le dernier petit sommet qui les précède vers le Sud.

Roche d'un vert grisâtre, cristalline, finement grenue, analogue au N° 5084. Au microscope albite incolore, renfermant des petits amas leucoxéniques et des grains de sphène disséminés dans une masse principalement formée par des lamelles de chlorite peu colorée, mêlée à des paillettes de séricite et des fibres de hornblende verte de même teinte que la chlorite.

La roche ne présente pas d'orientation appréciable des éléments constitutifs.

N° 5007. Roche en gros blocs épars sur le plateau de Kwarkouche entre les sommets D et F (fig. 1).

Roche vert grisâtre, finement grenue, très analogue à la précédente. Au microscope elle est très fraîche et renferme quelques plages de leucoxène, de l'albite abondante qui moule des petits grains de sphène, de la calcite, quelques lamelles de séricite, un peu d'épidote en amas mal individualisés, puis de la chlorite très abondante, en jolies lamelles vert d'herbe, qui, mêlées à la séricite en petite quantité, moulent les cristaux d'albite. Quelques fibrilles de hornblende verte mêlée à la chlorite et quelques plages de calcite. La roche ne présente aucune disposition parallèle des éléments.

§ 8. *Composition chimique des schistes albito-chloriteux.*

Analyse des schistes albito-chloriteux.

		N° 5084	N° 5020	N° 5025
SiO_2	=	43,78	47,57	49,52
TiO_2	=	3,03	2,00	2,83
Al_2O_3	=	15,58	12,75	14,23
Fe_2O_3	=	2,99	1,58	5,04
FeO	=	10,98	10,95	7,23
CaO	=	5,84	7,77	6,05
MgO	=	8,49	9,70	5,02
K_2O	=	1,16	0,70	0,85
Na_2O	=	3,22	2,74	5,28
Perte au feu	=	5,94	3,40	3,30
		101,01	99,16	99,35

N° 5084 = Schiste albito-chloriteux à structure poeciloblastique. Ravin des sources de Pélia.

N° 5020 = Schiste albito-chloriteux avec xénoblastes distribués dans une masse nématoblastique. Crête B qui encaisse la rive gauche de Pélia (fig. 10).

N° 5025 = Schiste albitochloriteux de même structure que le numéro précédent, avec grands cristaux d'amphibole polychroïque du groupe de la glaucophane.

Les formules magmatiques de ces différentes roches se déduisent des opérations suivantes :

N° 5020

Analyse calculée sur 100 parties.			Quotients.		
SiO_2	=	49,68	0,826	RO_2 = 0,848	
TiO_2	=	2,09	0,022		
Al_2O_3	=	13,31	0,130	R_2O_3 = 0,140	
Fe_2O_3	=	1,64	0,010		
FeO	=	11,44	0,159	RO = 0,557	RO + R_2O = 0,611
CaO	=	8,12	0,145		
MgO	=	10,13	0,253		
K_2O	=	0,73	0,008	R_2O = 0,054	
Na_2O	=	2,86	0,046		
		100,00			

Coefficient d'acidité $\alpha = 1,64$.
Rapport $R_2O : RO = 1 : 10,3$.
Formule magmatique $= 6,05\ SiO_2 : R_2O_3 : 4,36\ RO$.

N° 5025

Analyse calculée sur 100 parties.				Quotients.	
SiO_2	=	51,56	0,859	$RO_2 = 0,892$	
TiO_2	=	2,95	0,033		
Al_2O_3	=	14,82	0,145	$R_2O_3 = 0,178$	
Fe_2O_3	=	5,24	0,033		
FeO	=	7,52	0,104	$RO = 0,346$	$R_2O + RO = 0,443$
CaO	=	6,30	0,112		
MgO	=	5,23	0,130		
K_2O	=	0,88	0,009	$R_2O = 0,097$	
Na_2O	=	5,50	0,088		
		100,00			

Coefficient d'acidité $\alpha = 1,81$.
Rapport $R_2O : RO = 1 : 3,56$.
Formule magmatique $= 5,01\ SiO_2 : R_2O_3 : 2,49\ RO$.

Nous donnerons ici comme terme de comparaison, les formules magmatiques des amphibolites albitiques.

	Numéros	Formule magmatique	α	$R_2O : RO$
Amphibolite	7029	$4,9\ SiO_2 : R_2O_3 : 2,8\ RO$	1,88	1 : 5,4
id.	7030*a*	$5,6\ SiO_2 : R_2O_3 : 3,5\ RO$	1,62	1 : 8,3
id.	7223	$5,6\ SiO_2 : R_2O_3 : 2,8\ RO$	1,9	1 : 6,5
Schiste albito-chloriteux	5025	$5,01\ SiO_2 : R_2O_3 : 2,49 RO$	1,81	1 : 3,56
id.	5020	$6,05\ SiO_2 : R_2O_3 : 4,36 RO$	1,64	1 : 10,3

§ 9. *Les glaucophanites albito-épidotiques, minéraux constitutifs et composition chimique.*

Nous n'avons rencontré qu'un seul spécimen de ces intéressantes roches (N° A-42), qui ne provient pas de la région étudiée dans ce volume, mais qui a été récolté sur la rive droite de la Balchaïa Soswa (du nord), en aval de Kholnépia; par conséquent sur le versant Est de l'Oural. Comme cependant il est probable que les mêmes roches existent sur le flanc Ouest, et comme elles se rattachent étroitement à certains types précédemment étudiés, nous en donnerons ici la description.

Ce sont des roches verdâtres, schisteuses, à éclat plus ou moins soyeux, qui à l'œil nu paraissent entièrement cristallines et formées par un minéral fibrillaire

orienté. Des cristaux irréguliers et de plus grande dimension d'un minéral feldspathique se développent dans la masse schisteuse et y forment des taches plus claires. Au microscope les minéraux constitutifs de ces roches sont les suivants : Magnétite, glaucophane, épidote, mica blanc, chlorite, albite.

MAGNÉTITE

Elle est très abondante, et se présente en petits grains uniformément distribués dans le tissus de la roche, puis aussi en porphyroblastes souvent entourés par de la chlorite.

GLAUCOPHANE

La glaucophane forme l'élément principal; elle se présente exclusivement en petits prismes aciculaires très allongés, dont les caractères optiques sont les suivants : L'allongement des cristaux est positif et le plan des axes parallèle à $g^1 =$ (010). La bissectrice aiguë est négative $= n_p$, l'angle 2 V des axes optiques paraît être nul; la croix noire ne subit en effet pas de dislocation appréciable par rotation de la platine du microscope. Sur $g^1 = (010)$, la vitration n_g s'éteint à 2 — 3° de l'allongement. La biréfringence $n_g - n_m$ est nulle ou à peu près, celle $n_g - n_p =$ 0,0157 : polychroïsme :

$n_g =$ bleu violacé foncé $n_m =$ violacé $n_p =$ jaunâtre presque incolore.

ÉPIDOTE

L'épidote est assez abondante et se présente en petits prismes très allongés suivant $p\ h^1$ et de couleur légèrement jaunâtre, la variété est de biréfringence plutôt faible, les propriétés optiques sont ordinaires.

MICA BLANC

Il se présente en petites lamelles très aplaties suivant $p = (001)$, ce qui simule un faux allongement. Il est à deux axes très rapproché autour d'une bissectrice aiguë négative; les lamelles incolores s'éteignent = 0° de leur allongement apparent, la biréfringence $n_g - n_p = 0{,}045$.

PENNINE

Elle se rencontre en grosses lamelles réunies au nombre de deux ou trois, et concentrées sur certains points. La variété est très colorée, uniaxe positive, avec $n_g =$ jaunâtre, $n_p =$ vert assez foncé. La chlorite entoure volontiers aussi les porphyroblastes de magnétite.

ALBITE

L'albite est assez abondante et se trouve à l'état de xénoblastes qui empâtent tous les éléments de la roche. Elle n'est pas mâclée et présente les caractères optiques ordinaires.

STRUCTURE

La structure est en quelque sorte grossièrement nématoblastique. Les aiguilles de glaucophane mêlées aux prismes allongés d'épidote, aux lamelles aplaties et faussement allongées de mica et aux petits grains de magnétite, forment un tissu dont tous les éléments aciculaires sont régulièrement orientés parallèlement.

Dans ce tissu, on trouve des xénoblastes d'albite à contour irrégulier et diffus, qui en empâtent les divers minéraux constitutifs sans déranger leur parallélisme, puis quelques porphyroblastes de magnétite, et enfin des amas assez rares de grosses lamelles de chlorite.

Analyse des glaucophanites albito-épidotiques.

		N° 42 A
SiO_2	=	52,92
TiO_2	=	2,98
Al_2O_3	=	14,40
Fe_2O_3	=	5,77
FeO	=	7,67
CaO	=	4,42
MgO	=	3,23
K_2O	=	2,23
Na_2O	=	3,64
Perte au feu	=	3,34
		100,60

Analyse calculée sur 100 parties.					Quotients.
SiO_2	=	54,41	0,907	$RO_2 = 0,941$	
TiO_2	=	3,06	0,034		
Al_2O_3	=	14,80	0,145	$R_2O_3 = 0,182$	
Fe_2O_3	=	5,93	0,037		
FeO	=	7,89	0,109	$RO = 0,273$	$RO + R_2O = 0,357$
CaO	=	4,56	0,081		
MgO	=	3,32	0,083		
K_2O	=	2,29	0,024	$R_2O = 0,084$	
Na_2O	=	3,74	0,060		
		100,000			

Coefficient d'acidité $\alpha = 2,07$.
Rapport $R_2O : RO = 1 : 3,25$.
Formule magmatique $= 5,17\ SiO_2 : R_2O_3 : 1,96\ RO$.

§ 10. *Les gneiss séricitiques à albite, minéraux constitutifs et structures.*

Ces roches rappellent un peu comme aspect certaines variétés de schistes albito-chloriteux. Elles sont généralement compactes ou grossièrement schisteuses, très cristallines, à grain plutôt fin et de couleur grisâtre. A l'œil nu, on y distingue des cristaux d'un élément blanc feldspathique mêlés à des petites paillettes micacées et à quelques lamelles plus grandes d'un minéral chloriteux de couleur verte. Au microscope les minéraux constitutifs sont les suivants :

Magnétite, zircon, sphène, tourmaline, rutile, chlorite, séricite, glaucophane, quartz, albite et calcite.

MAGNÉTITE

Elle est très constante, et se rencontre chez tous les spécimens examinés, mais jamais en grande quantité. Elle forme des petits amas, distribués parmi les autres éléments constitutifs, ou encore des inclusions dans la chlorite.

ZIRCON

Il est rare et se présente en petits grains arrondis, de couleur légèrement brunâtre en lumière naturelle, qui sont doués d'un fort relief et dont la biréfringence $n_g - n_p = 0{,}052$. Il est uniaxe positif. Comme il se rencontre parfois simultanément avec le sphène, ses propriétés optiques ont été vérifiées dans chaque cas. Le zircon est généralement mêlé aux autres éléments ou le plus souvent inclus dans l'albite ou dans la chlorite ; il développe alors dans ce dernier minéral des auréoles polychroïques plus foncées.

SPHÈNE

Le sphène a été trouvé dans quelques préparations seulement, sous forme de grains irréguliers, souvent allongés et beaucoup plus gros que le zircon, qui présentent un guillochage caractéristique. Certains de ces grains sont incolores et transparents, d'autres sont grisâtres et translucides. Le sphène est nettement biaxe positif, avec 2 V assez petits, sa biréfringence est considérablement plus élevée que celle du zircon, ce que l'on voit de suite en comparant le nombre des anneaux colorés que montrent les figures d'interférence normales à l'axe optique pour le zircon et à la bissectrice aiguë pour le sphène. Il est assez abondant dans certaines roches.

TOURMALINE

La tourmaline est un élément accessoire qui n'existe jamais en grande quantité, mais qui a été retrouvé dans toutes les préparations examinées sous forme de petits

prismes allongés suivant l'axe vertical et terminés différemment aux deux extrémités de cet axe. Les sections normales à la zone du prisme sont hexagonales. L'allongement est négatif comme le signe optique, le biréfringence $n_g - n_p = 0{,}018$, le polychroïsme exceptionnellement intense est comme suit :

n_g = brun verdâtre très foncé presque noir n_p = incolore.

Il n'est pas rare de rencontrer des cristaux qui présentent un noyau central dont la coloration est un peu différente de celle de la bordure périphérique.

La tourmaline se trouve mêlée au mica ou au quartz, mais très souvent aussi elle se montre à l'état d'inclusion dans les porphyroblastes d'albite.

RUTILE

Le rutile se rencontre en inclusions à l'intérieur de l'albite et aussi du mica blanc; il se présente en très petites aiguilles enchevêtrées, qui ne sont visibles qu'aux plus forts grossissements. Elles sont très allongées suivant l'axe du prisme, terminées souvent aux deux extrémités et mâclées quelquefois en genou. Leur relief est très fort et leur biréfringence est excessivement élevée; elles s'éteignent parallèlement à l'allongement. Dans certains cristaux d'albite ces aiguilles de rutile sont si abondantes qu'elles obscurcissent complètement le minéral.

CHLORITE

La chlorite affecte deux formes différentes. Dans certaines roches elle se rencontre en assez grosses lamelles dont la dimension contraste avec celle des paillettes de séricite, dans d'autres elle est intimement associée à ce dernier minéral dont elle ne se distingue que par la coloration. Ses propriétés optiques sont uniformes : elle est généralement biaxe, avec 2 V très petit presque nul et bissectrice aiguë $= n_g$; la biréfringence $n_g - n_p = 0{,}001$ au plus, quant au polychroïsme, il est comme suit :

n_g = jaune verdâtre n_p = vert d'herbe plus ou moins foncé.

La chlorite renferme en inclusions de la magnétite et des zircons auréolés.

SÉRICITE

La séricite est, ainsi que le quartz et l'albite, un élément constitutif principal. Ses lamelles sont très aplaties parallèlement à $p = (001)$ et toujours de petite dimension. Elle est incolore en lumière naturelle et s'éteint à 0° du clivage $p = (001)$; sa bissectrice aiguë est négative $= n_p$, l'angle 2 V est excessivement petit, souvent même presque nul, quant à la biréfringence $n_g - n_p$, elle oscille entre 0,034 et 0,038.

GLAUCOPHANE

Elle n'a été rencontrée que dans une seule préparation et encore en très petite quantité. Les cristaux aciculaires ont un allongement positif, sont très peu biréfringents et s'éteignent à 0°.

Polychroïsme : n_g = bleu n_m = violacé n_p = presque incolore.

ALBITE

L'albite se présente d'habitude en porphyroblastes de forme plus ou moins arrondie, qui empâtent quelques cristaux de tourmaline, quelques rares lamelles de chlorite, beaucoup de grains de quartz, quelques plages de calcite, mais surtout une énorme quantité de fines aiguilles de rutile entrecroisées qui obscurcissent parfois l'intérieur des cristaux. Cette albite est rarement màclée, dans ce cas on observe généralement une seule et étroite lamelle au milieu d'un individu de grande taille. Les propriétés optiques de l'albite ont été vérifiées sur toutes les préparations. La bissectrice aiguë est positive = n_g, l'angle 2 V est voisin de 74°, sur g^1 = (010) avec cassures h^1 = (100) l'extinction de n_p se fait à + 19° du clivage p = (001). L'albite est très abondante dans certaines de ces roches, plus rare dans d'autres, elle a toujours le même caractère.

QUARTZ

Ce minéral est très abondant et se trouve associé à la séricite sous forme de petits grains polyédriques d'aspect habituel. Signe optique positif, biréfringence $n_g - n_p = 0{,}009$.

CALCITE

La calcite ne se rencontre pas dans toutes ces roches; lorsqu'elle existe elle se présente en plages plus ou moins grandes, disposées généralement entre les porphyroblastes d'albite; elle se trouve aussi en jolis rhomboèdres. Très souvent cette calcite est souillée par des dépôts brunâtres ferrugineux, qui sont probablement de la sidérose décomposée.

STRUCTURE

La roche est généralement granoblastique, les grains de quartz réunis aux paillettes de séricite et aux divers minéraux indiqués, forment la masse principale; dans celle-ci on trouve de très nombreux porphyroblastes d'albite qui en certains endroits se touchent directement ou sont reliés par de la calcite quand ce minéral existe, en d'autres sont disséminés et isolés dans la masse granoblastique. Chez

certains spécimens une orientation parallèle des éléments est à peine discernable; chez d'autres elle est très manifeste; les lamelles de séricite s'alignent alors parallèlement et se groupent pour former des zones riches en mica qui alternent avec d'autres plus riches en quartz et dans lesquelles se trouvent plus volontiers les cristaux d'albite; ces derniers sont quelquefois étirés et plus ou moins alignés, cet alignement est alors souligné par leurs inclusions qui forment à l'intérieur de fines traînées parallèles paraissant opaques aux grossissements habituels.

Lorsque la chlorite se présente en grosses lamelles, celles-ci sont disséminées çà et là dans la masse et quelquefois plus ou moins alignées également; lorsqu'elle forme des petites lamelles intimement mêlées à la séricite, elle se comporte exactement comme ce dernier minéral.

§ 11. *Monographie des types de gneiss séricitiques à albite étudiés.*

N° 5016. Sur le plateau de Kwarkouche, entre le sommet désigné par A et celui appelé C (fig. 1).

Roche gris-verdâtre compacte, cristalline, à grain fin, paraissant massive.

Au microscope: la roche est formée par la réunion de petits grains de quartz avec des nombreuses lamelles de séricite plus ou moins orientées et concentrées sur certaines zones parallèles. Dans cette masse on trouve disséminés de nombreux porphyroblastes d'albite criblés d'inclusions de rutile et qui renferment aussi du quartz, quelques cristaux de tourmaline, et un peu de calcite. La chlorite est assez abondante également et se présente en grosses lamelles très colorées et polychroïques, qui renferment çà et là un grain de zircon auréolé ou un grain de magnétite. Les lamelles de chlorite sont réparties dans la masse quartzo-séricitique, elles se groupent souvent par trois ou quatre individus. Un peu de calcite. Structure ordinaire.

N° 5035. Sur le plateau de Kwarkouche, terrasse sur un petit sommet avant le ravin de Malma.

Roche très cristalline, paraissant formée par un mélange grenu de quartz avec des paillettes de séricite et des lamelles plus rares d'un minéral chloriteux verdâtre.

Au microscope: Magnétite en amas assez gros et abondants. Quelques petits cristaux de tourmaline généralement inclus dans l'albite, mais qui sont libres également parmi les autres éléments. Chlorite en petites lamelles intimement mêlées à celles de la séricite, elle est de couleur verdâtre et beaucoup moins

abondante que cette dernière. Séricite ordinaire, associée à des petits grains de quartz polyédriques, formant avec ce dernier minéral la masse principale de la roche. Dans celle-ci on trouve de nombreux porphyroblastes d'albite à contour irrégulier et plus ou moins arrondi mais net, qui renferment de la tourmaline, du quartz, mais surtout des inclusions de rutile. Structure ordinaire, les lamelles de séricite et de chlorite ont une tendance à l'orientation parallèle.

N° 5031. Kwarkouche, affleurement aux sources de Pélia.

Roche très analogue à la précédente, grisâtre, finement grenue et micacée.

Au microscope : Quelques rares petits amas de magnétite. Tourmaline en petits cristaux ordinaires. Quelques grains de zircon brunâtres inclus dans la chlorite ou libres dans la roche. Nombreux cristaux plus volumineux de sphène grisâtre. Chlorite abondante en grandes lamelles de couleur vert foncé. Séricite en lamelles associées au quartz et formant la masse principale. Très nombreux cristaux d'albite avec leurs inclusions ordinaires. La structure est nettement parallèle, les grandes lamelles de chlorite et celles de séricite sont alignées de même que les cristaux d'albite.

N° 5025. Kwarkouche, dans la vallée comprise entre les crêtes B et C (fig. 10).

Roche du même type que le précédent, mais qui présente à l'œil nu une disposition parallèle manifeste. Au microscope : quelques petits amas de magnétite. Un ou deux cristaux de tourmaline, quelques grains de zircon généralement inclus dans l'albite et de sphène grisâtre de dimension très inférieure au zircon. La masse principale de la roche est formée de grains de quartz mêlés à des lamelles de séricite; dans celle-ci nombreuses plages d'albite avec leurs inclusions habituelles. Quelques grains de calcite. La roche est riche en séricite et possède une structure absolument parallèle; les porphyroblastes d'albite sont beaucoup moins distincts que dans les types précédents, les cristaux d'albite sont en effet étirés et alignés parallèlement. Parmi les lamelles de séricite un ou deux longs prismes aciculaires de glaucophane.

N° 5072. Kwarkouche; sur la crête, sommet désigné par B (fig. 10).

Roche d'aspect identique à celui du N° 5035. Au microscope un peu de magnétite, quelques jolis cristaux de tourmaline, un ou deux grains de zircon. La roche est essentiellement formée d'un mélange de grains de quartz, de lamelles de séricite et en moindre quantité de chlorite verte, avec nombreux porphyroblastes d'albite surchargés d'inclusions de rutile.

Les éléments constitutifs ne présentent pas d'orientation parallèle appréciable.

N° 5102. Kwarkouche sur la crête, avant le deuxième ravin au Sud de celui de Malma.

Roche très analogue à la précédente, feuilletée et micacée.

Au microscope: Roche formée par des rubans parallèles de lamelles de séricite et de chlorite mêlées à des grains de quartz. Dans cette masse quelques plages d'albite quelquefois entièrement obscurcies par un réseau de fines aiguilles de rutile. Un ou deux grains de zircon et des petits cristaux de tourmaline généralement inclus dans l'albite.

§ 12. *Composition chimique des gneiss séricitiques à albite.*

Analyse des gneiss séricitiques à albite.

N° 5035.

SiO^2	=	65.69
TiO_2	=	0.95
Al_2O_3	=	16.23
Fe_2O_3	=	2.90
FeO	=	2.74
CaO	=	0.55
MgO	=	1.88
K_2O	=	4.09
Na_2O	=	2.43
Perte au feu	=	2.97
		100.43

N° 5035 gneiss séricitique à albite, terrasse avant le ravin de Malma.

La formule magmatique de cette roche est la suivante:

Analyse ramenée à 100 parties.			Quotients.				
SiO_2	=	67.41	1.124	RO_2	=	1.143	
TiO_2	=	0.98	0.019				
Al_2O_3	=	16.65	0.163	R_2O_3	=	0.179	
Fe_2O_3	=	2.98	0.019				
FeO	=	2.82	0.039	RO	=	0.097	0.173 R_2O + RO
CaO	=	0.56	0.010				
MgO	=	1.90	0.048				
K_2O	=	4.20	0.045	R_2O	=	0.076	
Na_2O	=	2.50	0.031				
		100.00					

Coefficient d'acidité α = 3.102
Rapport $R_2O : RO$ = 1 : 1.276
Formule magmatique = 6.28 RO_2 : R_2O_3 : 0.96 RO.

§ 13. *Les schistes quartzito-séricitiques, minéraux constitutifs et structures.*

Ces roches sont généralement grisâtres ou légèrement verdâtres, presque toujours nettement schisteuses, et paraissant à l'œil nu riches en éléments micacés. Elles présentent souvent des lentilles ou des petits amas de quartz blanc ou légèrement violacé. Au microscope leurs éléments constitutifs sont les suivants: Magnétite, zircon, tourmaline, chlorite, épidote, séricite et quartz.

MAGNÉTITE

Elle se présente en grains ou en amas généralement de petite dimension, qui sont irrégulièrement disséminés parmi les éléments constitutifs.

ZIRCON

Le zircon se rencontre exactement sous la même forme que dans les gneiss séricitiques à albite, c'est-à-dire en très petits grains arrondis de couleur légèrement brunâtre en lumière naturelle, ces grains sont disséminés au milieu des paillettes de séricite ou parmi les cristaux de quartz, on les rencontre également à l'état d'inclusions dans la chlorite, ils y développent alors des auréoles polychroïques.

TOURMALINE

La tourmaline est très constante mais ne se rencontre jamais en grande quantité. Les cristaux bien formés sont nettement hémimorphes et terminés par un pointement rhomboédrique; ils sont assez allongés suivant l'axe principal et présentent presque toujours des cassures transversales. Les propriétés optiques de la tourmaline sont identiques à celles du même minéral qui ont été décrites dans le paragraphe qui précède; le polychroïsme cependant paraît un peu moins intense; on a généralement en effet

N_g = jaune brunâtre pâle; N_p = gris noirâtre teinté de bleu très foncé.

CHLORITE

La chlorite se rencontre généralement sous forme de grosses lamelles qui sont groupées par trois ou par quatre individus et forment des nids au milieu des paillettes enchevêtrées de séricite qui sont toujours de beaucoup plus petite dimension. Elle est généralement fortement colorée, uniaxe positive; avec $n_p =$ vert d'herbe, $n_g =$ jaunâtre plus pâle. Les lamelles ne sont pas très aplaties selon $p = (001)$ elles renferment souvent des petits grains de zircon auréolés.

ÉPIDOTE

Elle n'existe pas partout et se rencontre en petits grains grisâtres, généralement mêlés à la séricite.

SÉRICITE

Elle se trouve sous forme de petites lamelles enchevêtrées généralement incolores, qui parfois sont mêlées à un peu de chlorite. La séricite est biaxe et négative avec 2 V très petit; certains spécimens sont quasi uniaxes. La biréfringence $n_g - n_p$ est généralement voisine de 0,03.

QUARTZ

Il se rencontre en petits grains polyédriques mêlés à la calcite.

STRUCTURES

La structure est variable. Certains spécimens sont formés par une masse lépidoblastique de lamelles de séricite qui contient çà et là quelques jolis prismes de tourmaline, des grains de magnétite et de zircon, et des nids produits par la réunion de plusieurs larges lamelles de chlorite. Le quartz se rencontre alors dans la roche à l'état de grosses lentilles formées par la réunion de grains polyédriques mêlés à quelques rares paillettes de séricite. D'autres spécimens sont constitués par une association de lamelles de séricite et de grains de quartz en moindre quantité. La séricite forme des traînées parallèles de lamelles, qui sont mêlées à un peu de chlorite, qui sont soulignées par des éléments ferrugineux opaques et qui alternent avec d'autres zones parallèles de même nature mais où la séricite est associée à des grains de quartz plus ou moins abondants. La structure hélicitique est alors fréquente.

§ 14. *Monographie des types de schistes quartzito-séricitiques étudiés.*

N° 5098. Kwarkouche crête B qui encaisse une des sources de Malma (fig. 10).

Roche grise très schisteuse, dure, paraissant être le produit de la réunion d'un élément micacé en fines paillettes avec du quartz. Au microscope la roche est formée par l'association de lamelles de séricite et de grains polyédriques de quartz. La séricite l'emporte sur ce dernier minéral, elle est mêlée à un peu de chlorite. Parmi les lamelles de séricite quelques grains de zircon et des jolis prismes de tourmaline. La disposition des éléments est parallèle, la séricite presque pure forme des traînées qui alternent avec d'autres où ce minéral est mêlé à des grains de quartz polyédriques. La roche contient quelques grains d'épidote. Structure hélicitique manifeste.

N° 5008. Kwarkouche, sommet désigné par A (fig. 1).

Roche très analogue comme aspect au numéro précédent.

Au microscope elle est formée par une masse lépidoblastique de séricite dans laquelle on trouve des lentilles allongées de quartz grenu polyédrique. Parmi la séricite quelques grains et amas de magnétite.

N° 5013. Kwarkouche. Dalle formant les oreilles de Pélia.

Roche d'apparence quartziteuse formée par une masse cristalline de nature micacée dans laquelle on distingue des lits irréguliers et des lentilles de quartz violacé. Au microscope la roche est constituée par une masse lépidoblastique de lamelles de séricite transparente et incolore, dans laquelle on trouve quelques prismes de tourmaline, un ou deux grains de zircon, et des amas lenticulaires formés par la réunion de quelques lamelles de chlorite. Le quartz est disposé en grosses lentilles isolées au milieu de la masse lépidoblastique de séricite, ces lentilles sont formées par des grains polyédriques mêlés à quelques rares paillettes micacées.

N° 5010. Kwarkouche, sur la crête, entre les sommets A et B (fig. 1).

Roche assez analogue comme aspect au numéro précédent mais plus schisteuse et moins riche en quartz. Au microscope elle est formée par une association granoblastique de quartz et de lamelles de séricite orientées parallèlement. Dans cette masse quelques nids de chlorite verte.

§ 15. *Composition chimique des schistes quartzito-séricitiques.*

Analyse des schistes quartzito-séricitiques.

		N° 5010.	N° 5013.
SiO_2	=	71,09	71,20
TiO_2	=	0,52	0,47
Al_2O_3	=	12,21	11,24
Fe_2O_3	=	2,29	2,05
FeO	=	2,57	2,63
CaO	=	1,78	1,53
MgO	=	1,60	2,98
K_2O	=	3,64	3,13
Na_2O	=	0,68	1,51
Perte au feu	=	3,29	3,28
		99,67	100,02

N° 5010 Kwarkouche, sur la crête, entre les sommets A et B (fig. 1).

N° 5013 Kwarkouche. Schiste quartzito-séricitique formant les oreilles de Pélia.

Les formules magmatiques de ces roches sont les suivantes :

N° 5010.

Composition calculée sur 100 parties.			Quotients.				
SiO_2	=	73.77	1.230	RO_2	=	1.236	
TiO_2	=	0.54	0.006				
Al_2O_3	=	12.67	0.124	R_2O_3	=	0.138	
Fe_2O_3	=	2.37	0.014				
FeO	=	2.67	0.037				
CaO	=	1.85	0.033	RO	=	0.112	
MgO	=	1.66	0.042				$R_2O + RO = 0.163$
K_2O	=	3.77	0.040	R_2O	=	0.051	
Na_2O	=	0.70	0.011				
		100,00					

Coefficient d'acidité $\alpha = 4.236$.
Rapport $R_2O : RO = 2.2$.
Formule magmatique $= 8.9\ SiO_2 : R_2O_3 = 1.18\ RO$.

N° 5013.

Composition calculée sur 100 parties. — Quotients.

SiO_2	= 73,60	1.225	RO_2 = 1.230		
TiO_2	= 0,49	0.005			
Al_2O_3	= 11,62	0.114	R_2O_3 = 0.127		
Fe_2O_3	= 2,12	0.013			
FeO	= 2,72	0.038	RO = 0.143		$RO + R_2O = 0.202$
CaO	= 1,58	0.028			
MgO	= 3,08	0.077			
K_2O	= 3,23	0.034	R_2O = 0.059		
Na_2O	= 1,56	0.025			
	100.00				

Coefficient d'acidité α = 4.197.
Rapport $R_2O : RO$ = 1 : 2.42.
Formule magmatique = 9.68 SiO_2 R_2O_3 : 1.59 RO.

§ 16. *Les schistes quartziteux, minéraux constitutifs, structures.*

Ces roches, qui sont de véritables quartzites plus ou moins micacées et recristallisées, se rattachent aux schistes quartzito-séricitiques soit par la nature de leurs minéraux constitutifs, soit par leur composition chimique, soit encore par de nombreuses formes de passage qui établissent la transition entre ces deux groupes. Ce sont des roches de couleur généralement claire, grisâtre ou verdâtre, presque toujours schisteuses, qui présentent parfois la texture linéaire, et qui sont toujours très quartzeuses. A l'œil nu on y distingue des paillettes plus ou moins abondantes de mica blanc qui sont associées au quartz lequel forme la base de la roche. Sur le terrain, ces schistes quartziteux se distinguent nettement des quartzites franches avec lesquelles on ne saurait les confondre.

Sous le microscope leurs minéraux constitutifs sont : le zircon, le sphène, la magnétite, la tourmaline, la glaucophane, l'épidote, le mica blanc, la biotite, la chlorite, le quartz, l'albite et le calcite.

ZIRCON

Ce minéral est très répandu et se rencontre dans presque tous les spécimens examinés. Il se présente toujours sous forme de grains arrondis à très gros relief et à forte biréfringence, qui sont généralement légèrement brunâtres en lumière natu-

relle. Sur quelques-uns de ces grains on peut reconnaître les formes (110) et (101), les cristaux sont alors assez trapus et peu allongés selon l'axe vertical. Ces grains mesurent jusqu'à 0,06^{mm}, ils sont cependant souvent plus petits. Au point de vue optique le zircon est rigoureusement uniaxe positif. Ce minéral est disséminé parmi les grains de quartz ou parfois inclus dans la chlorite ou la glaucophane. Dans les deux cas il développe des auréoles polychroïques.

SPHÈNE

Le sphène est également très répandu quoique moins constant que le zircon et se trouve presque toujours avec ce dernier. Il se présente en grains grisâtres, informes, craquelés, qui sont souvent de forme allongée et de dimension notoirement supérieure à celle du zircon (de 0,05 à 0,137^{mm}). Le sphène est biaxe positif, avec 2 V très petit et une biréfringence $n_g - n_p$ très supérieure à celle du zircon ; on le rencontre généralement mêlé aux grains de quartz et souvent dans le voisinage de la chlorite.

MAGNÉTITE

Ce minéral n'existe pas chez tous les spécimens examinés, quand il s'y rencontre il y forme généralement des petits amas irréguliers, des octaèdres, ou encore de simples ponctuations, disséminés parmi les autres éléments constitutifs.

TOURMALINE

La présence de la tourmaline a été constatée dans quelques-uns des schistes quartziteux examinés ; elle y a exactement les mêmes caractères que ceux qui ont été décrits pour ce minéral à propos des schistes quartzito-séricitiques, toutefois le polychroïsme est peut-être un peu moins intense, mais se fait dans les mêmes teintes. Les cristaux sont toujours petits et plutôt rares, ils présentent un hémimorphisme manifeste.

GLAUCOPHANE

Ce minéral est très abondant chez certains schistes quartziteux et y forme des porphyroblastes d'assez grande taille (jusqu'à 2 millimètres). Les cristaux sont fortement allongés suivant la zone du prisme, présentent les formes (110), rarement (010), et ne sont jamais terminés. Les clivages $m = (110)$ sont nets, les mâcles $h^1 = (100)$ n'ont pas été observées. Tous les cristaux sont formés de deux zones très distinctes par leur coloration, leur biréfringence et surtout l'intensité de leur polychroïsme ; à savoir : 1° Un noyau interne plus ou moins développé ; 2° Une bordure périphérique plus ou moins réduite. Les propriétés optiques de ces deux zones étant différentes, nous les examinerons séparément.

L'amphibole qui forme le noyau a un allongement positif. Sur $g^1 = (010)$ n_g s'éteint à 4° environ de l'allongement. Le plan des axes optiques est parallèle à $g^1 = (010)$, la bissectrice aiguë est négative et l'angle des axes optiques 2 V est très petit, souvent même nul. Les trois biréfringences principales sont :

$$n_g - n_p = 0{,}0172 \qquad n_g - n_m = 0{,}001 \qquad n_m - n_p = 0{,}0165.$$

La coloration de même que le polychroïsme ne sont point intenses; on a :

n_g = bleu violacé assez pâle n_m = violacé, de même intensité que le n_g n_p = jaune brunâtre très pâle. Ces caractères coïncident sensiblement avec ceux de certaines glaucophanes.

L'amphibole de la bordure est de couleur très foncée, son orientation optique est la suivante : l'axe n_p coïncide avec celui n_p de la glaucophane qui forme le noyau, mais il y a inversion des axes n_g et n_m, le plan des axes est donc transversal. La bissectrice aiguë est également négative = n_p mais l'angle 2 V est considérablement plus grand que celui de la glaucophane, les hyperboles sortent en effet du champ. L'extinction sur $g^1 = (010)$ paraît se faire à 0° ou à quelques degrés de l'allongement, la dispersion très forte, quant aux trois biréfringences principales elles sont très faibles et notablement inférieures à celles de la glaucophane, mais l'intensité de la coloration et la dispersion en rendent la mesure absolument incertaine.

Le polychroïsme très intense est comme suit :

n_g = violet très foncé n_m = bleu verdâtre foncé n_p = jaunâtre pâle presque incolore.

La glaucophane renferme parfois des inclusions de zircon qui y développent de jolies auréoles polychroïques très foncées de couleur grisâtre, puis quelquefois des inclusions de sphène et des grains de quartz.

ÉPIDOTE

L'épidote est très rare et n'a été rencontrée que sur un ou deux spécimens riches en chlorite. Elle se présente en petits grains jaunâtres, les propriétés optiques du minéral sont normales.

MICA BLANC

La séricite est un élément absolument constant, qui se rencontre soit sous forme de petites paillettes, soit sous celle d'assez larges lamelles aplaties parallèlement à $p = (001)$ avec clivage distinct. Elle est généralement incolore ou très faiblement brunâtre en lumière naturelle et s'éteint à 0° du clivage $p = (001)$; elle est d'habitude biaxe mais avec 2 V toujours très petit et bissectrice aiguë néga-

tive, $n_g - n_p = 0,0382$. Les lamelles de mica blanc sont dispersées parmi les grains de quartz et réunies à celles de la chlorite avec laquelle le mica est étroitement lié. Au point de vue quantitatif, la séricite joue un rôle très effacé vis-à-vis du quartz; certains schistes quartziteux n'en renferment en effet que quelques lamelles. Le mica blanc contient parfois des aiguilles de rutile.

BIOTITE

La biotite n'est jamais abondante et n'a été rencontrée que sur un ou deux spécimens seulement. Elle forme des lamelles très minces et aplaties selon $p = (001)$ qui, sur les sections normales à cette face, simulent l'aspect de longs bâtonnets. Elle est uniaxe négative et excessivement polychroïque : n_g = brun très foncé presque noir n_p = jaune brunâtre très pâle.

CHLORITE

La chlorite est un élément constitutif très constant qui sans être abondant se rencontre presque dans toutes les préparations. Les lamelles sont généralement de taille supérieure à celle de la séricite, elles sont moins aplaties selon $p = (001)$ et paraissent moins minces sur la tranche. Au point de vue optique on trouve des spécimens uniaxes positifs et d'autres uniaxes ou légèrement biaxes négatifs. La biréfringence est toujours excessivement faible et la dispersion appréciable. Quant au polychroïsme l'absorption minimum se fait toujours suivant l'indice qui sert de bissectrice ou d'axe optique, on a donc :

n_g = vert d'herbe plus ou moins foncé.

n_p = jaune verdâtre plus pâle, pour les variétés négatives, et l'inverse pour les positives. La chlorite renferme quelquefois des grains de zircon qui y développent des auréoles foncées, elle est souvent enchevêtrée avec les lamelles de séricite.

QUARTZ

Il forme l'élément principal et l'emporte de beaucoup au point de vue quantitatif sur tous les autres minéraux réunis. Il se présente en grains plus ou moins volumineux, de forme irrégulière souvent polyédrique, qui sont directement pressés les uns contre les autres.

ALBITE

Ce minéral a été trouvé dans quelques spécimens seulement, il n'est jamais abondant. Il se présente en plages lisses ou d'autrefois mâclées, qui sont dispersées parmi les grains de quartz. Les propriétés optiques ont été vérifiées sur des faces $g^1 = (010)$ ayant des cassures h^1. Elles montrent une bissectrice aiguë positive $= n_g$ et une extinction de $+ 19°$ par la vibration n_p.

CALCITE

La calcite ne se rencontre également pas dans tous les spécimens, elle n'est jamais très abondante et forme quelques plages isolées parmi les grains de quartz.

STRUCTURES

La structure la plus communément observée est celle dite granoblastique; les grains de quartz de dimension sensiblement uniforme, sont directement pressés les uns contre les autres. Les autres éléments notamment la chlorite et le séricite, sont disséminés parmi les grains de quartz; souvent l'orientation parallèle des minéraux lamellaires communique à la roche une texture cristallino-schisteuse (Kristallisationsschieferung des Allemands). Certaines variétés sont porphyroblastiques, les porphyroblastes sont alors formés par de la glaucophane et sont distribués dans une masse granoblastique ordinaire, formée par du quartz et de la séricite. La structure blastopsammitique a été aussi quelquefois rencontrée.

§ 17. *Monographie des types de schistes quartziteux étudiés.*

N° 5028. Blocs épars à la base du sommet de Kwarkouche désignés par B (fig. 1).

Roche grisâtre plus ou moins schisteuse, micacée.

Au miscroscope: La roche est constituée par une masse granoblastique formée par la réunion de grains polyédriques de quartz, mêlés à des lamelles de séricite, à quelques grains de zircon et de sphène et à une ou deux petites plages d'albite mâclée. Dans cette masse, nombreux et volumineux porphyroblastes zonés de glaucophane, présentant les caractères précédemment indiqués. Les lamelles de biotite sont orientées parallèlement.

N° 7225. Schiste quartziteux, ouwal qui sépare les deux Wichéra.

Roche grisâtre très schisteuse, à texture linéaire, paraissant assez riche en mica.

Au microscope : La roche est constituée par un mélange grenu de quartz polyédrique avec des lamelles de séricite et de chlorite. Ces deux derniers éléments sont à peu près en parties égales, mais sont en quantité très inférieure au quartz. La chlorite est vert foncé, polychroïque et positive. Çà et là on trouve quelques grains de zircon et de magnétite disséminés parmi le quartz. Quelques rares cristaux de tourmaline. Structure granoblastique, les lamelles de mica et de chlorite sont orientés parallèlement.

N° 7226. Schiste quartziteux sur la crête de l'Oschi Nior.

Roche verdâtre à grain fin, schisteuse, analogue au numéro précédent.

Au microscope : Quelques grains de zircon, un peu de sphène, un ou deux jolis prismes de tourmaline disséminés dans une masse essentiellement quartzeuse formée par des grains polyédriques de quartz réunis à quelques lamelles de séricite et de chlorite orientées parallèlement. Dans la masse grenue on trouve çà et là un gros débris de quartz. (Structure blastopsammitique).

N° 2 B. Plateau sur la ligne de partage, avant d'arriver au Krasnoe-Kamen.

Au microscope : La roche est formée par la réunion de grains polyédriques de quartz de grosseur uniforme, mêlés à un peu de chlorite et de séricite en lamelles orientées parallèlement. Quelques grains de sphène et de zircon parmi les grains de quartz. Structure granoblastique.

N° 5107. Extrémité Sud de Kwarkouche, sur la crête, après le deuxième ravin qui fait suite à celui de Malma vers le Sud.

Roche schisteuse grisâtre, très quartzeuse.

Au microscope : Roche formée surtout par des grains de quartz associés à quelques lamelles de séricite et de chlorite orientées parallèlement. Quelques rares zircons et petits amas de magnétite parmi les grains de quartz. Structure blastopsammitique, on observe en effet dans la masse finement grenue de quartz des gros débris et des associations de grosses plages de quartz d'origine détritique.

N° 5103. Kwarkouche, extrémité Sud. Dans le quatrième ravin qui fait suite à celui de Malma vers le Sud.

Roche schisteuse, verdâtre, très quartzeuse, avec lits de quartz blanc.

Au microscope : La roche est formée par une association de très petits grains polyédriques de quartz avec des rubans froissés de séricite et quelques grains de magnétite. Dans cette masse à structure parallèle on trouve quelques galets et lentilles de quartz ; ces derniers sont orientés, leur grand axe coïncide en effet avec la direction marquée par l'alignement du mica. Structure blastopsammitique.

N° 5100. Près du sommet qui domine la rive gauche du ravin de Malma.

Roche quartziteuse, grisâtre, se délitant en plaquettes.

Au microscope : La roche est constituée par la réunion de grains polyédriques de quartz de grosseur uniforme avec quelques paillettes très réduites de séricite et quelques lamelles plus grandes de biotite. On trouve dans cette masse un ou deux gros grains de zircon et de sphène, puis quelques petites plages d'albite. La structure est granoblastique, l'orientation des lamelles de mica est à peine sensible.

N° 5100 *bis*. Même provenance que le 5100.

Analogue au numéro précédent.

Au microscope : La roche est très analogue au numéro précédent ; elle renferme en plus quelques jolis prismes de tourmaline, de très nombreux grains de sphène, puis des lamelles de chlorite uniaxe positive assez colorée et polychroïque. Structure granoblastique.

N° 5061. Flanc Est de Kwarkouche, en montant au sommet F (fig. 1), à mi-hauteur.

Roche quartziteuse, se délitant en plaquettes ; sa variété est assez riche en mica blanc.

Au microscope : Roche très largement cristallisée, formée par des gros grains uniformes de quartz pressés les uns contre les autres, et mêlés à quelques belles lamelles de mica blanc et de chlorite uniaxe négative avec n_g = vert foncé, n_p = jaunâtre pâle. Quelques octaèdres de magnétite et quelques grains de zircon disséminés parmi les cristaux de quartz ou mêlés à la chlorite. Une ou deux plages d'albite. Structure granoblastique.

N° 5036. Crête de Kwarkouche, au Sud du ravin de Malma, en face du premier ravin sur le flanc Est.

Schiste quartziteux paraissant à l'œil nu très micacé, avec petits lits de quartz pur.

Au microscope : La roche est formée par des grains de quartz mêlés à des lamelles de chlorite et de séricite et à quelques plages de calcite. Quelques grains de magnétite, puis un ou deux cristaux d'albite. Structure blastopsammitique, quelques grains détritiques de quartz sont encore visibles.

N° 5069. Haut du ravin de la source principale de Pélia sur le Kwarkouche.

Roche blanchâtre à grain très fin et régulier, paraissant très quartzeuse. Elle se délite en petites dalles.

Au microscope : Roche granoblastique à grain très régulier, formée essentiellement par du quartz mêlé à des lamelles de séricite et surtout de chlorite verte uniaxe négative. Dans la masse quelques jolis grains de zircon de sphène et de magnétite, puis une ou deux grandes et étroites lamelles de biotite. La texture est cristallino-schisteuse, l'orientation des éléments, quartz y compris, est parfaite.

N° 5024. Crête de Kwarkouche près des sources de Pélia.

Roche verdâtre assez compacte, quartzeuse, paraissant à l'œil nu riche en quartz et en chlorite.

Au microscope : Cette roche est un passage aux schistes quartzito-séricitiques. Elle est formée par une association de grains de quartz avec de nombreuses lamelles enchevêtrées de mica blanc et de chlorite. Le quartz est encore prédomi-

nant, mais les éléments micacés sont plus abondants que dans les roches précédentes. Quelques aiguilles de rutile dans le mica. Structure granoblastique.

N° 5020 *c*. Sur l'arête B (fig. 10), qui encaisse la rive gauche de Pélia sur le Kwarkouche.

Roche schisteuse, très quartziteuse, assez pauvre en mica blanc, se délitant en petites plaquettes.

Au microscope : La roche est presque formée seulement par des grains polyédriques de quartz de dimension égale. Quelques rares lamelles de séricite alignées parallèlement.

N° 5020 *d*. Même provenance que le numéro précédent.

Cette roche est très analogue au numéro 5020 *c*. et formée comme lui par une association granoblastique de grains de quartz avec quelques paillettes de séricite et des lamelles plus grosses de chlorite. Çà et là quelques petits grains de magnétite.

N° A 28. Ouchminsky-Kamen.

Roche gris verdâtre, schisteuse, à grain fin, paraissant à l'œil nu assez riche en chlorite.

Au microscope : La roche est formée par un agrégat granoblastique de grains de quartz mêlés à d'assez nombreuses et petites lamelles de chlorite d'un vert foncé, et à quelques lamelles de séricite. Dans la masse principale constituée par ces éléments associés on trouve quelques grains de magnétite, un peu de sphène et quelques petits cristaux d'épidote allongés selon $p\,h^1$. On y trouve également de la tourmaline, mais en très petite quantité, puis un ou deux cristaux d'apatite.

§ 18. *Composition chimique des schistes quartziteux.*

Analyse des schistes quartziteux.

	N° 5028	N° 28 A	N° 7225	N° 7262
SiO_2	= 90,13	84,01	77,45	85,24
TiO_2	= 0,25	0,54	0,88	0,63
Al_2O_3	= 4,27	6,30	10,72	5,27
Fe_2O_3	= 0,87	0,37	1,84	0,37
FeO	= 0,22	2,95	3,71	2,70
CaO	= 0,79	1,24	0,16	1,36
MgO	= 0,34	1,12	1,26	1,18
K_2O	= 1,21	0,68	1,83	0,92
Na_2O	= 1,44	1,66	0,92	1,11
Perte au feu	= 0,82	1,30	2,71	2,66
	100,34	100,17	101,28	101,44

N° 5028 = Schistes quartziteux avec porphyroblastes de glaucophane, base du sommet B. Kwarkouche.

N° 28 A = Schiste quartziteux riche en chlorite, à structure granoblastique. Ouschminsky-Kamen.

N° 7225 = Schiste quartziteux, ouwal qui sépare les deux Wichéra.

N° 7226 = Schiste quartziteux sur la crête de l'Oschi Nior.

Nous avons calculé les formules magmatiques des numéros 5028 et 28 A et obtenu les résultats suivants.

N° 5028

Analyse calculée sur 100 parties.			Quotients.		
SiO_2	=	90,56	1,5093	R_2O % 1,512	
TiO_2	=	0,25	0,0028		
Al_2O_3	=	4,29	0,0420	R_2O_3 % 0,047	
Fe_2O_3	=	0,88	0,0056		
FeO	=	0,22	0,0030		
CaO	=	0,79	0,0140	RO % 0,026	R_2O + RO
MgO	=	0,34	0,0085		% 0,062
K_2O	=	1,21	0,0130	R_2O % 0,036	
Na_2O	=	1,44	0,0230		
		100,00			

Coefficient d'acidité α = 14,41.
Rapport R_2O : RO = 1 : 0,75.
Formule magmatique = 31,5 SiO_2 : R_2O_3 : 1,39 RO.

N° 28 A

Analyse calculée sur 100 parties.			Quotients.		
SiO_2	=	84,98	1,416	RO_2 % 1,422	
TiO^2	=	0,55	0,006		
Al_2O_3	=	6,37	0,063	R_2O_3 % 0,065	
Fe_2O_3	=	0,37	0,002		
FeO	=	2,98	0,041		
CaO	=	1,25	0,022	RO % 0,091	R_2O + RO
MgO	=	1,13	0,028		% 0,125
K_2O	=	0,69	0,007	R_2O % 0,034	
Na_2O	=	1,68	0,027		
		100,00			

Coefficient d'acidité α = 8,82.
Rapport $R_2O : RO$ = 1 : 2,67.
Formule magmatique = 21,87 $SiO_2 : R_2O_3$: 1,92 RO.

§ 20. *Les calcaires cristallins.*

Ces roches sont extrêmement développées dans les environs de Choudia, elles forment une assez large bande intercalée entièrement dans les schistes verts, qui commence au flanc Ouest du Joubrechkine et se continue sans interruption jusqu'à quelques kilomètres au Sud des sources de la petite Choudia. Ces calcaires qui sont lités en bancs généralement assez épais, sont presque toujours très cristallins, quelques variétés ont un grain très grossier, d'autres sont plus finement grenues voire même compactes et forment de véritables marbres, on rencontre aussi des types bréchiformes dont les cailloux sont également formés par du calcaire mêlé quelquefois, mais rarement, à des débris de roches quartziteuses verdâtres. La couleur de ces calcaires est blanche, grisâtre, ou aussi légèrement violacée; certaines de ces roches sont bariolées. Nulle part nous n'y avons rencontré des fossiles, dans un puits nous avons une seule fois trouvé un calcaire qui paraissait légèrement bitumineux. En général ces calcaires se distinguent aisément des roches avoisinantes, ils forment presque toujours des affleurements à parois assez abruptes, qui sont partiellement masqués par la forêt; en certains endroits notamment près de la mine de Choudia, les surfaces des couches qui affleurent sont parfois recouvertes d'un enduit de quartz d'un blanc laiteux. Dans la partie septentrionale de la bande, les calcaires ont été fortement comprimés entre le flanc occidental du Joubrechkine et la crête de schistes verts qui lui fait suite vers l'Est, ils sont alors fréquemment feuilletés, souvent même schisteux. Sur le terrain ces roches se distinguent en tout cas nettement comme aspect des dolomies grenues et cristallines du dévonien moyen. L'analyse faite sur un de ces calcaires a montré la composition suivante :

Analyse du calcaire dolomitique de Choudia (variété violacée bréchiforme)

Silice et silicate	=	14.17
($FeCO_3$)	=	2.17
$CaCO_3$	=	51.16
$MgCO_3$	=	32.62
		100.12

CHAPITRE IV

Formations géologiques. Les terrains sédimentaires

§ 1. *Le dévonien inférieur.*

Le dévonien inférieur qui est si largement distribué dans la région de la Koswa, joue un rôle beaucoup plus effacé dans celle du bassin de la Wichéra et n'y est point représenté par des formations identiques. Sur la Koswa ce dévonien est formé par un complexe puissant de schistes argileux, qui sont en général de couleur foncée grisâtre ou tirant sur le noir, qui sont fréquemment charbonneux et passent alors aux schistes ardoisiers. Ces schistes en bancs généralement très minces, se délitent en plaquettes parfois gaufrées, leur véritable stratification est souvent masquée par le clivage. Ces schistes argileux renferment localement des intercalations de grès quartzeux finement grenus et bien lités, parfois même de véritables quartzites, ou encore, mais plus rarement, des conglomérats à cailloux schisteux et à ciment grèso-schisteux. Tantôt ce sont les grès qui dominent dans la formation, tantôt ce sont les schistes; les grès sont parfois mouchetés de taches plus sombres sur fond gris, les schistes sont souvent veinés de quartz blanc.

Sur la Wichéra, les schistes argileux proprement dits de couleur noire ou foncée, alternent constamment avec des variétés calcaréo-argileuses d'abord pauvres en carbonate de chaux, mais qui peuvent devenir très calcaires et passer insensiblement ou au contraire très brusquement à des calcaires argileux généralement lités en bancs de faible épaisseur, ou encore à des schistes argileux dolomitiques et à des dolomies schisteuses de couleur grisâtre, en bancs minces également. Souvent ces dolomies schisteuses deviennent plus ou moins talqueuses et micacées;

dans certains cas même ces roches sont formées de minces lits de talc alternant avec de fines couches d'une dolomie gris bleuâtre et grenue. Ces dolomies talqueuses que nous avons rencontrées dans un certain nombre de puits faits dans la région du synclinal de la Wichéra nous ont au début beaucoup embarrassé; nous les avions tout d'abord attribuées à la série métamorphique, mais en approfondissant davantage les puits, nous avons pu constater qu'il n'en n'était pas ainsi, et qu'elles représentaient simplement un niveau dans les formations dolomitiques du dévonien inférieur. On rencontre aussi dans le dévonien inférieur des calcaires argileux de couleur foncée, qui renferment des filonnets de calcite blanche cristallisée. Les grès et les conglomérats si fréquents dans le dévonien de la Koswa font ici complètement défaut; des quartzites spéciales ont été rencontrées tout à fait localement près de Nijne et Verkhne-Tschouwal.

Il est difficile d'établir la stratigraphie de ces différentes formations, d'autant plus qu'elles alternent souvent plusieurs fois sur une épaisseur relativement faible, comme on peut le vérifier par exemple sur la Wichéra, à quelques centaines de mètres du confluent de Balchaïa Rassia. En tenant compte des observations faites sur divers affleurements situés sur les rives de la Wichéra et surtout des résultats fournis par nos puits de recherches, il nous paraît que les dolomies schisteuses et les calcaires argileux forment la partie supérieure de la série, tandis que la partie inférieure serait représentée par les schistes argileux et argilo-calcaires; en tout cas les deux horizons sont intimement liés, celui supérieur calcaire est probablement un faciès local du dévonien inférieur. Les différentes formations de cet étage sont d'ailleurs très pauvres en restes organiques, ce qui ne facilite pas leur délimitation. Dans les schistes argileux on ne rencontre généralement pas de fossiles, dans l'horizon calcareo-argileux supérieur on trouve quelques rares Pentamerus, Orthocéras, Pentacrinus et Pleurotomaria toujours assez mal conservés, et peu déterminables. D'après M. Krotow, on a pu reconnaître Pentamerus galeatus et Atrypa marjinalis qui sont caractéristiques.

En général le dévonien inférieur n'apparaît que là où sa couverture de dévonien moyen a été décapée par l'érosion, ou encore là où il a été entamé par le cours de la Wichéra; on le voit affleurer plusieurs fois sur cette rivière entre Violce et Ust-Uls, puis en amont de Verkhne-Tschouwal. Pour délimiter ses contours il faut absolument recourir aux batteries de puits, car dès que l'on quitte les rives de la Wichéra les affleurements cessent et le sol est couvert par la forêt. Les puits que nous avons faits ont montré que les formations du dévonien inférieur étaient beaucoup plus étendues qu'on ne le soupçonnait antérieurement, comme on peut le constater par l'examen de la carte géologique qui figure à la fin de ce volume. Les rapports de ce dévonien avec les schistes verts de la série métamorphique sont assez

peu clairs, faute d'affleurements; en certains endroits le DI paraît faire complètement défaut, car les dolomies du dévonien moyen reposent directement sur les schistes verts. Ce phénomène que l'on peut observer le long du Violce, a été constaté également à plusieurs reprises par nos lignes de puits, notamment sur la rive gauche de la Wichéra, entre Violce et Nijne-Tschouwal. En d'autres endroits le dévonien inférieur repose sur les schistes verts, nulle part on ne peut voir si les deux formations sont absolument concordantes, mais à en juger par les plongements observés sur les couches qui affleuraient au fond de certains puits très voisins du contact du dévonien avec les schistes, il ne paraît pas en être ainsi.

§, 2. *Le dévonien moyen D2.*

Le dévonien moyen est représenté par des dolomies grenues et saccharoïdes, parfois plus ou moins argileuses, toujours fétides et bitumineuses. Le grain de ces roches est généralement assez grossier, il existe cependant des variétés à grain fin, et d'autres qui sont compactes. Leur couleur est le plus souvent gris-bleuâtre, il en est cependant qui sont absolument blanches et d'autres qui au contraire sont de couleur très foncée. Ces dolomies sont fréquemment caverneuses, leurs cryptes sont alors remplies par de la dolomie blanche cristallisée ou par des cristaux de quartz; d'autres fois elles sont hâchées de fissures qui leur communiquent un aspect bréchiforme, les fragments sont alors ressoudés par de la dolomie blanche cristallisée. Il est difficile, et ce pour des motifs variés, d'établir une succession chronologique dans ces dolomies; d'après ce que l'on peut observer sur certains affleurements le long de la Wichéra, il semble que les variétés noirâtres ou de couleur foncée sont inférieures, et celles grises ou blanchâtres qui viennent au-dessus. Les couches de ces dolomies sont généralement épaisses et souvent assez fossilifères, mais les débris organiques y sont presque toujours très mal conservés, ils forment souvent des taches plus claires sur le fond sombre de la roche. La faune des dolomies est représentée par des crinoïdes, des stromatopores et des coraux; on trouve assez fréquemment Stromatopora concentrica et Favosites basaltica.

Sur la Wichéra il n'est guère possible de marquer la limite entre le dévonien inférieur calcaire D^1 et le dévonien moyen D^2 dolomitique, pratiquement pour délimiter les contours, nous avons fait commencer ce dernier aux dolomies fétides et de couleur généralement foncée qui font suite aux formations calcareo-schisteuses du dévonien inférieur.

Sur les dolomies du D^2 on trouve un horizon de calcaires argileux ou bitumineux plus ou moins feuilletés, qui sont de couleur gris sombre ou noirâtre, et sou-

vent assez fossilifères (Pentamerus baschkyricus, Favosites Goldfussi, etc.). C'est l'horizon $D\frac{2}{2}$ des géologues russes, qui dans la région étudiée est très mal représenté et sans importance. Ces calcaires à Pentamerus sont surmontés par d'autres calcaires grisâtres ou blanchâtres compacts et souvent dolomitiques, qui sont fossilifères sur certains points et renferment Spirifer Anossofi, Atripa réticularis, etc. C'est l'horizon $D\frac{2}{2}$ qui termine le dévonien moyen et qui ne se trouve pas représenté dans la région étudiée.

Les dolomies du D^2 sont presque toujours fortement fissurées; partout où elles sont développées le paysage prend un aspect karstien très caractéristique en dépit de la forêt qui couvre le sol. Les trous, les entonnoirs, et les dolines abondent; leurs parois sont parfois recouvertes d'une épaisse couche d'argile rouge (terra-rossa).

Au point de vue utilitaire, on rencontre quelquefois dans les fissures agrandies en poches du D^2 de la limonite, voire même de l'oligiste (gisement de Koutim); c'est également à la base du dévonien moyen que se trouve l'horizon minéralisé de Tschouwal.

§ 3. *Le carbonifère.*

Il joue un très petit rôle dans la région étudiée et forme la chaine du Zolotoï-Bérésowsky qui délimite celle-ci vers l'Ouest. Il se divise généralement en deux sections à savoir : le carbonifère inférieur C^1 et le carbonifère supérieur C^2 la première seule se rencontre sur le territoire étudié.

Le carbonifère inférieur C^1 débute généralement par un horizon calcaire qui n'affleure que dans les parties profondes des anticlinaux, c'est le niveau à productus mésolobus $C\frac{1}{1}$ formé par des calcaires gris ou noirâtres, d'autres fois blancs ou compactes qui constituent des marbres grossiers quelquefois schisteux ou magnésiens. Cet horizon n'a pas été rencontré.

Il est suivi par des grès quartziteux et de quartzites blanches plus ou moins tachetées par des infiltrations ferrugineuses, puis par des grès micacés toujours charbonneux et des schistes noirs à empreintes végétales. Cet horizon peut pratiquement se subdiviser en deux; l'un argileux contient des couches de houille dans la région de Kizel-Goubakha, l'autre quartziteux très développé sur la Wichéra, est exclusivement formé par des quartzites compactes.

L'horizon des grès est surmonté par celui des calcaires à productus giganteus $C\frac{2}{1}$, de couleur gris blanchâtre, parfois légèrement bitumineux et très fossilifères.

Ces dernier supportent à leur tour les calcaires à spirifer mosquensis qui terminent vers le haut la section du carbonifère inférieur.

Le carbonifère supérieur C^2 est représenté par les calcaires à fusulines. Ceux-ci sont généralement blancs ou gris, parfois noirâtres, riches en silex, et littéralement pétris de fossiles.

Ces différents étages du carbonifère se trouvent tous sur la Wichéra, mais au Sud et surtout à l'Ouest de la région qui fait l'objet de cette étude. Dans la chaîne du Zolotoï-Bérésowky on rencontre exclusivement les quartzites du carbonifère inférieur. Celles-ci sont blanches, saccharoïdes et absolument semblables comme aspect à certaines quartzites de la série infradévonienne. Elles sont litées en bancs plus ou moins épais, et d'un type pétrographique absolument uniforme.

§ 4. *Les formations quaternaires et contemporaines.*

Les formations quaternaires sont principalement représentées par les alluvions anciennes et couvertes des cours d'eau actuels. Celles-ci sont souvent très étendues, et sur les grandes rivières telles que la Wichéra, peuvent mesurer plus d'un kilomètre de largeur. Leur épaisseur oscille entre 3, 7 mètres et même davantage, le matériel qui les compose est naturellement très variable, elles sont fréquemment recouvertes d'une couche plus ou moins épaisse de tourbe. L'âge de ces alluvions est fixé, en effet nous y avons trouvé à plusieurs reprises des molaires encore assez bien conservées d'elephas prémigénius. Les alluvions anciennes des rivières qui s'amorcent dans le voisinage de l'Oural sont très souvent aurifères; plusieurs de ces alluvions ont été ou sont présentement exploitées; tel est par exemple le cas pour la grande et la petite Souria affluents de la Koutim, pour la Samenka, pour la Souria de Kasansky-priisk, pour la grande et la petite Martaïka, etc. La présence de l'or a été également constatée dans les alluvions de la rivière Liampa et de son affluent la Tschornaïa, dans celles du cours supérieur du Violce, dans les alluvions de la Posmog et de la Choudia, puis dans celles de la rivière Nioulas. Il faut encore ajouter que dans tout le bassin supérieur de la Wichéra, nous n'avons jamais trouvé trace de phénomènes glaciaires ni de dépôts de drift bien caractérisés comme tels, et cependant avec le grand nombre de puits que nous avons fait exécuter sur toute la surface de cette région, nous les aurions certainement rencontrés s'ils existaient quelque part.

Quant aux formations actuelles qui sont dues principalement au ruissellement ou à la désagrégation in situ de la roche sous-jacente; elles consistent en dépôts d'argile qui masquent souvent complètement la nature du bed-rock et qui peuvent

en certains endroits atteindre parfois une énorme épaisseur. Tel est par exemple le cas entre Verkne et Nijne-Tschouwal, où certains puits ont traversé une couche de 25 mètres de cette argile sans arriver sur le sol en place. Ces dépôts argileux ne se rencontrent point partout, ils affectent principalement les régions occupées par le dévonien moyen, ce qui laisse penser qu'ils doivent probablement leur origine aux phénomènes de dissolution des calcaires et des dolomies. L'argile de ces dépôts est généralement jaunâtre ou grisâtre, toujours très plastique et ne renferme d'habitude aucun débris. Sur la rive gauche de la Wichéra nous avons cependant plusieurs fois trouvé dans cette argile de gros blocs anguleux de différentes roches dont la nature pétrographique était identique à celle de roches trouvées en place à une certaine distance de là; nous ignorons encore le mode de transport de ces blocs, peut-être est-il dû au fort ruissellement qui se produit au moment de la fonte des neiges.

CHAPITRE V

Répartition des formations et tectonique.

§ 1. Considérations générales sur les formations. — § 2. Les plis dans la région de Koutim. — § 3. Les plis dans la région comprise entre le Violce et la Koutim. — § 4. Les plis dans la région de la haute Wichéra. — § 5. Le synclinal dévonien de la Wichéra.

§ 1. *Considérations générales sur les formations.*

La rareté des affleurements rend la tectonique de la région de la Wichéra particulièrement difficile à établir. Là où les montagnes sont rocheuses, elles sont presque toujours couvertes de grands pierriers, et il est assez rare d'y rencontrer quelques pointements de roche en place sur lesquels il soit possible de relever une direction et un plongement. Là où le terrain est boisé, les affleurements sont rares aussi, on peut même cheminer des journées entières dans la forêt sans en rencontrer. On a, il est vrai, la ressource de faire des puits, mais ceux-ci trop souvent fournissent des indications insuffisantes.

La majeure partie du bassin de la Wichéra est comprise dans les schistes cristallins et vu le manque d'une bonne stratigraphie de ces formations, il n'est guère aisé de reconstituer les plis qui se succèdent de la ligne de partage à la zone synclinale dévonienne. On peut cependant poser en principe que les schistes cristallins sont toujours inférieurs au dévonien. M. de Feodorow, parlant de ces schistes, dit qu'une partie de ceux-ci, du moins ceux qui bordent la Wichéra, reposent sur les calcaires du dévonien inférieur et sont par conséquent plus jeunes que ces derniers. Nous n'avons jamais pu observer quelque chose d'analogue, partout au contraire où nous avons pu voir le contact des schistes cristallins avec le dévonien, le long du Violce notamment où les relations des deux formations sont des plus nettes, nous avons toujours vu les calcaires et les dolomies reposer sur les schistes verts auxquels elles passent parfois latéralement. Sur les innombrables lignes de puits faites sur la Wichéra, nous avons relevé des observations analogues. A Choudia, il est vrai, comme on le verra plus loin, on trouve des calcaires cristallins qui sont manifestement inférieurs aux schistes verts et forment un anticlinal dans ces derniers, mais rien n'autorise à assimiler ces calcaires sans fossiles au dévonien inférieur. Nous pensons au contraire qu'ils doivent être rattachés aux calcaires cristallins interstratifiés dans les schistes et déjà signalés par M. Krotow dans le bassin de la Koswa. D'ailleurs si ces roches étaient dévoniennes, il deviendrait impossible d'expliquer comment à Choudia elles sont inférieures aux schistes verts, tandis que sur le Violce elles sont nettement supérieures. Un second point qui paraît acquis également, c'est la position des quartzites et des conglomérats quartzeux vis-à-vis des schistes; les quartzites sont toujours inférieures aux schistes verts, comme il est aisé de le voir là où le contact des deux roches est accessible. Ainsi sur la crête de Kosmer par exemple qui est le prolongement d'Antipowsky-Grébine vers le Sud, les conglomérats quartzeux percent en boutonnière au milieu des schistes qui forment l'ouwal; les bancs plongent vers l'Est et les conglomérats affleurent au flanc Ouest de l'arête et sont surmontés par les schistes. Des observations analogues peuvent être faites sur l'extrémité Nord du Poyassowoï, puis sur les montagnes de quartzites voisines des sources de la Wichéra (Molebni-Kamen, etc.). On y voit les quartzites s'enfoncer, près de l'extrémité septentrionale des chaînes, sous une couverture de schistes verts qui forment les montagnes qui viennent plus au Nord. Il n'est pas possible d'établir des niveaux déterminés dans ces schistes verts; l'ensemble est plus ou moins quartziteux et passe latéralement aux quartzites.

Quant aux amphibolites albito-épidotiques rencontrées au Nord du Poyassowoï dans le voisinage de la ligne de partage, puis aussi localement sur quelques points des chaînes plus externes, il n'existe pas de critère pour fixer leur position par rapport aux quartzites. M. de Féodorow pense que là où elles se rencontrent, elles

jalonnent la trace des lignes anticlinales et représentent par conséquent le type le plus ancien. Nous n'avons pu faire aucune observation qui tranche la question. Nous avons cependant montré que ces roches d'un type remarquablement uniforme d'ailleurs, proviennent sans doute de roches éruptives et par conséquent intrusives, écrasées et dynamo-métamorphosées. Nous pensons donc que, présentement, pour établir les éléments d'une tectonique encore très élémentaire, il faut accepter la succession suivante qui paraît conforme aux observations que nous avons pu faire :

1. A la base : quartzites.
2. Schistes verts plus ou moins quartziteux de types variés.
3. Dévonien.

Dans la zone cristalline, les plis se succèdent régulièrement de l'Est à l'Ouest sans grandes dislocations apparentes. Il sont généralement régulièrement déjetés vers l'Ouest et forment souvent des voûtes assez plates, comme l'attestent les couches presque horizontales qu'on rencontre souvent sur une assez grande étendue sur la crête de certaines montagnes; quelquefois cependant ils paraissent rompus et même faillés.

Les lignes anticlinales sont dessinées par les affleurements de quartzites et de conglomérats quartzeux au milieu des schistes verts plus ou moins quartziteux de l'horizon supérieur. Ces roches forment une série de boutonnières allongées, qui permettent de poursuivre les plis en direction et de constater que les zones orographiques concordent sensiblement avec les principaux accidents tectoniques.

Les lignes synclinales coïncident généralement avec les grandes vallées longitudinales qui, sur une certaine longueur, sont occupées par les cours d'eau principaux. Tel est par exemple le cas pour le Violce, le Posmog, le Tschourol et la Koutim. Toutes ces rivières, après avoir coulé parallèlement aux chaînes, tournent brusquement vers l'Ouest et coupent celles-ci transversalement en occupant des cluses qui forment de véritables profils naturels.

§ 2. *Les plis dans la région de Koutim.*

Dans le Sud de la région étudiée, c'est-à-dire dans les environs de Koutim, les plis se succèdent assez régulièrement de l'Est vers l'Ouest et, comme nous l'avons démontré dans un précédent ouvrage[1], se raccordent avec ceux qui, plus au Sud, se trouvent au voisinage des sources de Pogwa et de Tépil. En négligeant les accidents secondaires, les grandes lignes anticlinales sont au nombre de cinq à savoir :

[1] L. Duparc et F. Pearce. Recherches géologiques sur l'Oural du Nord. 2me mémoire. *Mémoires de la Société de Physique,* vol. 34, fasc. 5, p. 383, 1905.

I. *L'anticlinal du Poyassowoï:* C'est le premier vers l'Est, il coïncide avec la ligne de partage elle-même. Cette longue chaîne que nous avons surtout explorée dans la partie Sud, est entièrement formée par des quartzites blanches, plus ou moins micacées et compactes, parfois légèrement schisteuses, qui sont analogues à celles trouvées à l'Aslianka et sur d'autres chaînes. Vers l'Est, le Poyassowoï est séparé d'un autre anticlinal de quartzites, celui de Plichivy, par la vallée synclinale de la Soswa; à partir de cet anticlinal, les quartzites disparaissent et les schistes cristallins supérieurs qu'on trouve alors développés sur une vaste étendue, leur font suite vers l'Est.

Aux deux extrémités, la chaîne du Poyassowoï s'abaisse brusquement et les quartzites s'enfoncent sous les schistes et disparaissent également. Les affleurements sont excessivement rares sur le Poyassowoï, partout la mòntagne est couverte de grands pierriers et les sommets eux-mêmes sont rasés en terrasses et dénués de tous pointements rocheux; c'est donc bien plus par un ensemble de caractères que par l'observation directe des couches et de leurs plongements que l'on peut établir l'existence de cet anticlinal. Sur le flanc Est de la chaîne (du moins dans la région parcourue) nous n'avons trouvé qu'une seule fois un petit affleurement; il est situé à proximité de la laverie Markoff, les couches y sont dirigées N. S. et plongent nettement vers l'Est : Par contre dans la vallée de Liampa, nous avons observé plusieurs affleurements; sur quelques-uns les plongements n'étaient pas distincts, sur d'autres ils étaient au contraire très nets et variaient entre 40 et 45° et toujours vers l'Ouest ou l'Ouest 10° Sud; ces affleurements correspondent à la retombée des couches sur le flanc occidental de l'anticlinal.

La vallée de Liampa elle-même est creusée entièrement dans les quartzites, du moins dans la partie occupée par la source qui coule du Sud au Nord; dans celle où coule en sens inverse la deuxième source de Liampa il paraît qu'on trouve des schistes verts, nous ne pouvons cependant pas l'affirmer n'ayant point remonté cette vallée, mais nous avons lieu de le croire car on voit dans les alluvions de la rivière des débris de ces schistes.

La vallée de Liampa est donc un synclinal qui sépare l'anticlinal du Poyassowoï de celui du Liampowsky qui vient plus à l'Ouest.

II. *Anticlinal du Liampowsky :* Nous avons fait plusieurs excursions au Liampowsky et avons parcouru en détail toute la montagne. Partis tout d'abord de la région supérieure de la vallée de Liampa, nous sommes montés obliquement par le flanc Est sur la crête, que nous avons suivie jusqu'au dernier sommet le plus au Sud de la montagne. Les affleurements font défaut sur le flanc Est où on ne trouve que des pierriers, par contre on en observe quelques-uns sur la crête; ils sont tous disposés sur le bord Ouest de celle-ci. Les couches de quartzites y plongent régulière-

ment vers l'Ouest sous des angles qui varient entre 32° et 50°. Sur le petit pointement rocheux qui couronne le sommet, les couches sont très froissées et il ne nous a pas été possible de relever un plongement ou une direction. De ce sommet nous sommes redescendus obliquement sur le flanc Ouest du Liampowsky et avons campé dans un petit ravin à la limite de végétation. Sur tout ce chemin nous n'avons plus rencontré d'affleurements, mais seulement des pierriers de quartzites. Le lendemain nous sommes remontés sur la crête et sommes parvenus au sommet qui se trouve au Sud de celui visité la veille. Il est formé par une terrasse très large et absolument plate, surmontée par un petit piton rocheux qui s'élève au milieu d'elle comme un signal. Les quartzites qui le composent sont également très froissées et il est impossible d'y relever une direction ou un plongement. Depuis le sommet, nous sommes redescendus dans la vallée de Liampa; sur le bord Est de la crête nous avons observé un tout petit pointement de quartzites sur lequel les couches plongeaient nettement vers l'Est. Dans une troisième excursion nous avons gagné l'extrémité Nord du Liampowsky par une marche oblique sur le flanc Est mais nous n'avons malheureusement pas trouvé d'affleurements nouveaux sur ce flanc, le sol est partout couvert de blocs de quartzites. A l'Ouest du Liampowsky on trouve immédiatement les schistes verts qui constituent entièrement l'ouwal boisé et situé entre cette chaine et Antipowsky-Grébine, qui vient plus à l'Ouest. Cet ouwal est coupé transversalement par Liampa après la réunion de ses deux sources; les deux tronçons ont été explorés en détail par M. Fuchs, qui y a rencontré exclusivement les schistes. Ceux-ci forment plusieurs affleurements dans le voisinage de la crête; sur le tronçon Nord les plongements sont difficiles à observer et peu nets, sauf dans la partie septentrionale de l'Ouwal où les couches paraissent verticales; sur ce tronçon Sud les affleurements font défaut mais les débris de schistes se trouvent partout dans la forêt. A la base même du flanc Est de l'Ouwal, sur les rives de Liampa, nous avons d'abord observé les mêmes schistes avec un plongement de 60° vers l'Ouest, ils sont donc concordants avec les quartzites qui forment le flanc occidental du Liampowsky; ils se redressent au fur et à mesure qu'on avance vers l'Ouest.

Le Liampowsky-Kamen forme donc un anticlinal parallèle à celui du Poyassowoï et séparé de lui par le synclinal de Liampa. Vers le Sud, les deux anticlinaux sont à peine distincts, et peuvent être considérés comme deux ondulations secondaires dans une grande voûte anticlinale; vers le Nord au contraire ils s'individualisent de plus en plus. Le plongement des couches observé au flanc Ouest du Liampowsky montre que cet anticlinal, suivant la règle générale, est déjeté vers l'Ouest.

III. *L'anticlinal d'Antipowsky-Grébine.* Nous sommes arrivés sur Antipowsky-Grébine par le flanc Ouest de la montagne. Celle-ci est couverte par la forêt, cependant en montant on rencontre sous les arbres de nombreux débris de schistes

quartziteux. La crête est formée par une série d'affleurements rocheux ruiniformes, alignés à peu près Nord-Sud, qui se continuent sur une assez grande étendue. Cette crête forme falaise du côté de l'Ouest; les rochers sont constitués par des conglomérats à petits galets de quartz blanc, noyés dans un ciment quartzitenx plus ou moins abondant. Ces conglomérats ont subi des actions dynamiques intenses; ils sont froissés, souvent leurs galets sont écrasés, et réduit à l'état de brèches, ou encore étirés en lentilles. Les couches sont dirigées N. S., et plongent invariablement vers l'Est sous des angles de 25 à 35°.

Depuis la crête nous avons piqué directement à l'Ouest à travers la forêt. A une faible distance de la crête les affleurements disparaissent et à partir de ce moment les roches deviennent fort rares, le sol étant partout couvert; on trouve cependant en certains endroits des débris de schistes verts sous les arbres renversés. Pour rencontrer un affleurement il faut descendre jusqu'à la rivière Uls, là sur une petite crête qui domine la rive droite et qui forme une espèce de petit ouwal, on observe des schistes verts qui sont dirigés N. S. et plongent E. 35°. Les schistes flanquent à l'Est et à l'Ouest les conglomérats de la crête; Antipowsky forme donc un anticlinal dont le cœur est occupé par ces derniers. Cet anticlinal est déjeté vers l'Ouest et probablement rompu et faillé sur ce flanc, comme le laissent supposer la falaise abrupte que nous avons indiquée et aussi la disposition observée antérieurement à Kosmer, montagne qui est incontestablement le prolongement d'Antipowsky. Quant à la région comprise entre cet anticlinal et celui du Liampowsky elle est évidemment synclinale et formée entièrement par les schistes verts.

IV. *L'anticlinal de Kwarkouche.* Cette immense chaîne est fort intéressante, elle forme, comme nous allons le voir, plusieurs rides distinctes, mais peut être assimilée à un grand anticlinal dans lequel les rides en question représentent des ondulations secondaires. Nous avons fait au Kwarkouche de très nombreuses excursions et avons parcouru cette longue chaîne en tous sens et sur toute son étendue; il ne sera question ici que de la partie comprise entre son extrémité Nord et les sources de Malma, nous décrirons sommairement les observations que nous avons relevées au cours de nos différentes excursions.

La première ascension au Kwarkouche fut exécutée depuis la rivière Uls, en amont du confluent de la Koutim, en marchant directement à l'Ouest pour gagner le sommet désigné par C. (fig. 1). Les affleurements sont rares pendant la montée, on rencontre généralement des pierriers de quartzites, puis localement un gros dyke de diabase. Le sommet C lui-même est formé par un pointement de ces derniers. Depuis ce sommet, nous avons suivi la crête jusqu'à celui désigné par D, qui vient plus au Sud et qui forme une jolie pyramide très régulière sur laquelle les terrasses dessinent une série de sillons étagés parallèles (fig. 1). Le sommet est

également constitué par les diabases; la crête entre ces deux sommets forme un plateau marécageux sans affleurements.

La seconde ascension au Kwarkouche fut faite en suivant le chemin de vogoules qui part de la rive gauche de l'Uls, en aval du confluent de la Koutim. On monte sur des pentes couvertes de végétation et toujours sans affleurements; çà et là seulement on observe quelques débris de quartzites et de schistes quartziteux. Le chemin aboutit au pied du sommet désigné par A. (fig. 1). Celui-ci est formé de quartzites verdâtres assez chargées de chlorite, qui constituent de grands pierriers toujours sans affleurements. Depuis le sommet nous avons suivi la crête jusqu'à l'extrémité Nord de Kwarkouche. Celle-ci est couverte par la forêt, mais on rencontre partout des blocs de quartzites et parfois même des affleurements. Sur l'un d'eux, la direction des couches que nous avons relevée était N. 30°O. et le plongement 60° au S. E. Ces quartzites se continuent jusqu'aux Oreilles de Pélia, double pointement rocheux qui termine la chaîne du côté Nord par un petit sommet bifurqué que l'on distingue déjà de fort loin. Les Oreilles de Pélia sont formées par deux grandes dalles schisteuses qui se dressent au milieu des éboulis; la direction des couches est à peu près Nord-Sud ou N. 25°O., le plongement de 60° vers l'Est. Ces dalles sont formées par des schistes quartzito-séricitiques superposées à des quartzites plus compactes que l'on trouve en blocs éboulés sur les pentes. Depuis les Oreilles de Pélia, nous sommes revenus sur nos pas par le flanc Ouest de la montagne toujours formé par les mêmes quartzites, puis avons regagné la crête et marché directement au Sud, en passant d'abord au pied du sommet rocheux désigné par B (fig. 1) qui est formé par un dyke de diabases, pour arriver au grand ravin qui, sur le flanc Est, se trouve placé entre les sommets appelés D et E (fig. 1). C'est là que nous avions établi un camp général auquel nos différentes équipes venaient se ravitailler. Sur tout le trajet les affleurements font défaut, la crête de Kwarkouche forme un grand plateau herbeux qui est presque toujours marécageux et sur lequel on trouve rarement quelques blocs isolés formés par des schistes albito-chloriteux ou des roches quartziteuses.

Depuis le camp général nous avons marché directement à l'Ouest pour gagner la rivière Pélia sur la partie de son cours qui se trouve encore encaissée dans le Kwarkouche. On traverse d'abord le plateau herbeux sur toute sa largeur sans rencontrer d'affleurements, puis on descend dans le ravin occupé par la rivière. Sur la rive droite de celui-ci, on observe de nombreux blocs de roches quartziteuses qui présentent un aspect gneissique et rubanné. Nulle part le plongement et la direction des couches ne sont visibles. Ce sont ces quartzites que M. Krotow a assimilées à des gneiss inférieurs. Dans le fond du ravin, on trouve un gros dykc de diabase qui forme un monticule assez important séparant deux sources de Pélia qui se réu-



Rochers plongeant à l'Ouest, aux sources de Pélia sur le Kwarkouche.



Sources de Pélia sur le Kwarkouche.

nissent en aval. Ce diabase est à grain moyen, plutôt fin, et d'une remarquable fraîcheur. La rive gauche du ravin de Pélia constitue un ouwal boisé (B. fig. 10), sur lequel on rencontre des débris de roches schisteuses et quartziteuses, puis quelques blocs de diabase provenant d'un dyke qui traverse ces quartzites. A l'ouest de cet ouwal se trouve une crête rocheuse dentelée (C. fig. 10) formant une arête continue ; elle est séparée de celui-ci par une vallée assez peu profonde dans laquelle il existe une selle qui sépare deux rivières coulant en sens inverse ; l'une est un affluent de Pélia, l'autre appartient sans doute au bassin de Jazwa. Cette crête fait encore partie du Kwarkouche ; elle est formée par des conglomérats quartzeux dont les galets varient de la dimension d'une noisette à celle du poing. Le ciment est violacé et siliceux ; la roche est absolument identique aux conglomérats du niveau

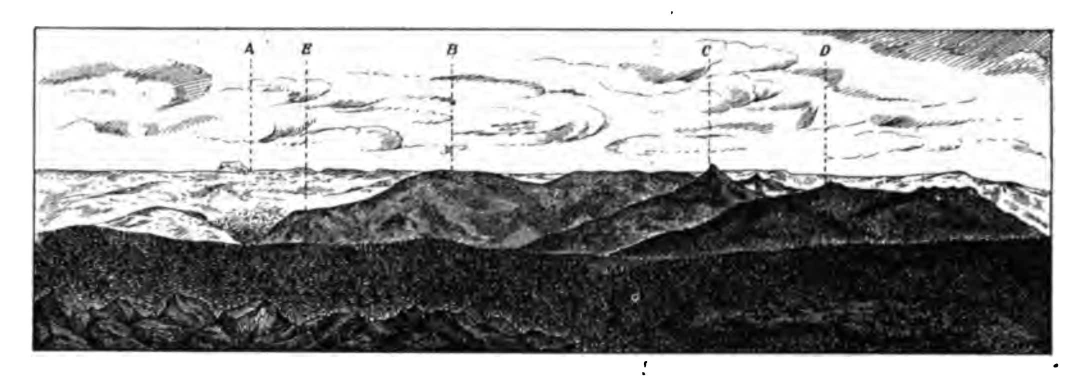


Fig. 10. — Vue des rides à l'Ouest de Kwarkouche, depuis le Zolotoï-Kamen, vers l'Est. A = Kwarkouche. — B = Arête qui forme la rive gauche du ravin de Pélia. — C = Crête de conglomérats à l'Ouest de B. — D = Deuxième arête à l'Ouest de C. — E = Premier plan, sommet de Zolotoï-Kamen.

inférieur des quartzites. Les bancs bien lités mesurent de 1 à $1^{m}5$ d'épaisseur, ils dessinent une voûte très plate, qui est cependant nettement déjetée vers l'Ouest et rompue de ce côté. La direction des couches est N. S. ou même N. N. O. S. S. E., sur la crête même le plongement relevé est de 10° vers l'Est. Nous avons traversé cette même crête plus au Sud dans une autre ascension faite depuis les sources de Pélia, elle n'est plus en cet endroit formée par les conglomérats mais par des diabases à grain fin. Vers le Nord, cette crête s'abaisse rapidement et disparaît dans la topographie. A l'Ouest de la crête des conglomérats on voit une deuxième arête rocheuse D qui est la dernière que l'on rencontre avant d'arriver à la grande vallée qui sépare le Kwarkouche de la chaîne du Zolotoï-Kamen. Celle-ci est également formée par des conglomérats identiques, dont les bancs bien lités et dirigés N. S ou N. 16°O. plongent de 58° vers l'Est. Elle constitue certainement une seconde ride anticlinale parallèle à la précédente, déjetée comme elle vers l'Ouest et sans doute

rompue de ce côté. Nous avons traversé la vallée synclinale qui sépare ces deux rides dans la partie supérieure et n'avons trouvé dans la forêt que des blocs de conglomérats; cependant dans une autre course, nous avons traversé cette même vallée beaucoup plus au Sud; elle est occupée en cet endroit par une rivière qui coule du Nord au Sud sans doute dans le bassin de Jazwa. Dans les alluvions de cette rivière nous avons rencontré des blocs de conglomérats et aussi de schistes verts du niveau supérieur; ceux-ci doivent donc se trouver dans le synclinal situé entre les deux crêtes dont il vient d'être question.

Dans une troisième exploration nous sommes arrivés par le Kwarkouche toujours par le flanc Est, mais beaucoup plus au Sud. Après avoir traversé l'extrémité Sud d'Antipowsky, nous avons recoupé la rivière Uls et suivi une ligne d'exploitation dans la forêt presque sur la crête de la montagne. Les affleurements comme toujours sont très rares et presque partout le sol est recouvert par la végétation; cependant çà et là on trouve quelques clapiers de quartzites schisteuses, puis de quartzites blanches. Nous sommes arrivés un peu au N.E. du sommet désignée par F (fig. 1) où nous avons fait un premier camp tout près d'un petit monticule formé par des blocs de quartzite. A mi-hauteur de celui-ci, sur un affleurement de roche en place, nous avons relevé la direction N. 10°O., avec un plongement de 60° vers l'Ouest. Le sommet du monticule est formé par un plateau qui se raccorde avec celui de la crête de Kwarkouche. A 300 mètres environ à l'Est, on voit un petit pointement de diabases, qui paraissent avoir été plissés dans les quartzites, et qui à distance semblent lités et former une voûte. De là nous avons fait l'ascension du sommet F qui est en diabases. A une petite distance de celui-ci, on trouve un affleurement de schistes verts à nodules quartziteux qui entrent en contact avec les diabases. Ils sont dirigés N. 15°O. et plongent O. 70°. Nous avons alors marché au Sud Ouest pour gagner les sources de Pélia. Cette rivière s'amorce dans une patte d'oie formée par 5 ravins distincts. Nous avons établi notre camp dans le second de ces ravins que l'on rencontre venant du sommet F vers l'Ouest. Là on trouve un très bel affleurement de schistes verts qui sont dirigés N 35 0 et plongent de 70° à l'Ouest. Ces schistes tournent, et dessinent nettement le flanc occidental et une partie de la tête d'un anticlinal; ils surmontent des quartzites blanches et compactes, qui passent aux schistes par des variétés intermédiaires. Ces schistes verts sont donc supérieurs, et forment un synclinal sur le plateau terminal de Kwarkouche.

Au Sud des ravins occupés par les sources de Pélia, le grand plateau de Kwarkouche atteint sa plus grande largeur; il est toujours très marécageux et dominé par plusieurs petits sommets isolés, peu élevés, rasés en terrasses. Les deux qui se trouvent sur le bord Est de la chaîne et que nous avons désignés par α et β (fig. nº 11) sont formés par des quartzites et des schistes verts, les deux autres γ et δ par les

diabases. Sur le plateau il n'existe pas d'affleurements, cependant près du premier sommet α, on trouve dans une dépression de nombreux blocs de conglomérats cristallins quartzeux du niveau inférieur. De même un peu à l'Est du sommet γ, il existe un gros pointement rocheux formé par quatre gigantesques blocs de quartzites micacées blanches, dont les couches plongent de 30 à 40° vers l'Ouest. En continuant à marcher au Sud, nous avons croisé le grand ravin occupé par les sources de Malma, puis sommes redescendus par le flanc Est de la chaîne dans la vallée comprise entre celle-ci et la partie Nord de la crête de Kozmer. A plusieurs reprises, nous avons trouvé des affleurements de schistes verts plongeant toujours vers l'Est.

Dans une dernière exploration du Kwarkouche, faite surtout en vue de vérifier un certain nombre d'observations relevées dans les excursions précédentes,

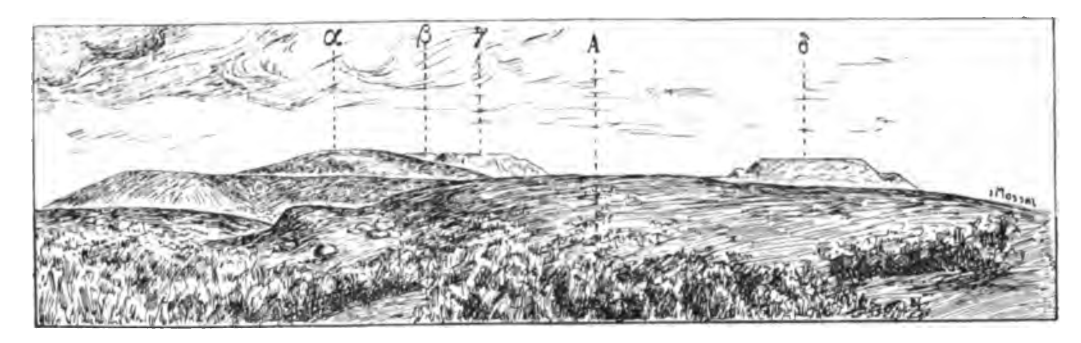


Fig. 11. — Vue générale des sommets α, β, γ et δ depuis le plateau du Kwarkouche.

nous sommes montés toujours par le flanc Est, en suivant un autre chemin de Vogoules qui part de la rive gauche d'Uls à 3 kilomètres en amont du confluent d'Uls et de la Koutim. Sur la première partie de la montée, on trouve des schistes quartziteux verdâtres, puis plus haut près de la crête, des quartzites plus ou moins micacées et compactes qui sont développées au voisinage du sommet B (fig. 1) au pied duquel aboutit le chemin.

Des différentes observations qui précèdent on peut déduire ce qui suit :

La chaîne de Kwarkouche, du moins dans sa partie septentrionale, est formée par plusieurs anticlinaux successifs de quartzites et de conglomérats séparés les uns des autres par des synclinaux occupés généralement par des schistes quartziteux. Dans la région voisine des sommets D et F (fig. 1), il existe au moins quatre de ces anticlinaux. Le premier est celui qui est développé sur la partie Est de la chaîne, et dont le flanc occidental constitue les couches qui affleurent dans le ravin de Pélia. Le second est sans doute formé par les quartzites qui réapparaissent à l'Ouest des

schistes verts qui flanquent le premier anticlinal et qui sont développés sur une certaine largeur sur le plateau de Kwarkouche. Nulle part, il est vrai, on ne voit des couches en place, mais la présence des quartzites dans l'ouwal qui encaisse la rive gauche de Pélia rend la présence de cet anticlinal très vraisemblable. Le troisième anticlinal est formé par la crête de conglomérats cristallins qui vient immédiatement à l'Ouest du ravin de Pélia (crête C fig. 10); quant au quatrième, il constitue la deuxième crête D des mêmes conglomérats qui fait suite à la précédente vers l'Ouest, les deux derniers anticlinaux sont certainement rompus sur le flanc qui fait face à cette direction.

Vers le Nord, comme nous l'avons vu, la chaîne du Kwarkouche se rétrécit, et les deux anticlinaux les plus occidentaux disparaissent. Les deux autres se continuent probablement jusqu'à l'extrémité septentrionale de la montagne, mais vu la rareté des affleurements il n'est pas possible de l'affirmer. En tout cas, l'excellente coupe que l'on peut relever sur la rive droite de la cluse de l'Uls montre qu'à l'endroit où les schistes quartziteux disparaissent et s'enfoncent sous les dolomies du synclinal de la Wichéra ils ne sont pas plissés en voûte unique, mais présentent une série de contournements toujours déjetés vers l'Ouest. Toute la chaîne est pour ainsi dire criblée de dykes de diabase plus ou moins volumineux, qui forment généralement les sommets qui sont distincts sur la montagne.

La vallée comprise entre le Kwarkouche et Antipowsky est synclinale et occupée par la rivière Uls. Dans la partie Sud, cette vallée est entièrement formée par les schistes verts du niveau supérieur qui plongent toujours vers l'Est, mais à une faible distance au Nord de la ligne d'exploitation de forêt dirigée Est-Ouest qui va d'Uls au sommet d'Antipowsky, on rencontre déjà les dolomies du synclinal de la Wichéra qui reposent sur les schistes verts et qui se poursuivent sans discontinuer jusqu'à l'extrémité nord du Kwarkouche.

V. *L'anticlinal du Zolotoï-Kamen*. La chaîne de Zolotoï est celle qui limite vers l'Ouest la région étudiée. Pour y parvenir depuis le Kwarkouche, nous avons, marchant directement vers l'Ouest, successivement traversé les crêtes B, C et D (fig. 10) dans leur extrémité Sud, puis la vallée qui sépare le Kwarkouche du Zolotoï. Cette vallée est couverte par la forêt, elle n'est pas plate, mais présente plusieurs petites ondulations sous forme d'ouwals distincts. Sur le flanc Ouest de la crête nous n'avons pas trouvé d'affleurements de roche en place, mais par contre sous les arbres renversés, nous avons fréquemment observé des débris de schistes verts. Nous avons ensuite traversé successivement deux ouwals formés par les mêmes schistes. Le plus occidental est le plus élevé; une assez grosse rivière, qui coule vers le Sud, en baigne le pied. Après avoir traversé cette rivière, nous sommes montés directement au Zolotoï-Kamen que nous avons abordé dans sa partie Sud.

On rencontre chemin faisant à chaque pas, des blocs de quartzites blanches très compactes, analogues comme faciès à celles de Poyassowoï, mais qui ici sont carbonifères; les affleurements toutefois font défaut sur le flanc Est de la montagne. Sur la crête par contre ils ne sont pas rares; nous avons suivi celle-ci sur plusieurs kilomètres, en marchant directement au Nord, et sommes descendus dans une vallée formant col où nous avons croisé une nouvelle rivière coulant au Sud-Ouest. Nous sommes ensuite remontés sur la crête, que nous avons continué à suivre jusqu'au col qui se trouve plus au Nord. Sur tout le trajet, nous n'avons rencontré que des quartzites qui forment des nombreux affleurements échelonnés sur la montagne. Sur le bord Est de celle-ci, les couches plongent généralement à l'Est, mais faiblement; dans la partie médiane elles sont horizontales, et sur le bord Ouest de la crête elles plongent presque toujours à l'Ouest. Ces observations, que nous avons pu contrôler à fois réitérées, montrent que le Zolotoï-Kamen forme une voûte de quartzites dont la clef coïncide sensiblement avec la crête de la montagne. Cette voûte est, nonobstant les plongements observés, assez plate et conformément à la règle générale, déjetée également vers l'Ouest.

Depuis le col dont il vient d'être fait mention, nous sommes remontés sur la crête en continuant à marcher au Nord; sur le bord Est de celle-ci, nous avons encore rencontré plusieurs affleurements de quartzites plongeant Est 25° à 30°, puis nous avons regagné la vallée de Pélia en descendant par le flanc oriental du Zolotoï.

Comme la géologie de cette vallée est assez obscure et difficile à établir faute d'affleurements, nous avons fait exécuter plusieurs lignes de puits à travers celle-ci.

La première de ces lignes suit la magistrale établie pour l'exploitation des forêts, qui passe à $2\ ^{1}/_{2}$ kilomètres en aval du confluent de l'Uls et de la Koutim. Elle franchit l'extrémité Nord de Kwarkouche près des Oreilles de Pélia, descend dans la vallée, traverse un ouwal qui sépare la Pélia de la rivière Zolotanka, et continue ensuite à travers une région marécageuse jusqu'au Zolotoï. Les puits ont rencontré d'abord les quartzites schisteuses développées au flanc Ouest du Kwarkouche, puis, sur une certaine étendue, des schistes calcaires noirâtres se délitant en plaquettes qui appartiennent au dévonien inférieur, ensuite les dolomies grises et cristallines du dévonien moyen, et enfin les quartzites carbonifères du flanc Est du Zolotoï. La deuxième ligne commence au bord de Pélia, entre les quartals 248 et 270. Elle franchit d'abord un premier ouwal formé par des diabases, puis un second ouwal situé entre les deux bras de la rivière Zolotanka, et se termine dans

[1] On donne le nom de quartals à des carrés découpés dans la forêt par deux systèmes de lignes parallèles orientés Est-Ouest et Nord-Sud. Ces carrés qui sont numérotés et mesurent 2 à 4 kilomètres de côté, servent à l'exploitation des forêts.

une zone marécageuse entre les quartals 245-267. Après les diabases qui font immédiatement suite aux formations du Kwarkouche, la ligne traverse des schistes calcaires du D^1, puis les calcaires dolomitiques du D^2 et finit dans les quartzites. Le massif de diabases est celui qui arrive jusqu'à l'Uls et qui est traversé par cette rivière.

La troisième ligne commence au bord de l'Uls, entre les quartals 202-223. Elle traverse un premier ouwal, puis une petite vallée et s'élève ensuite sur le flanc Est de l'extrémité Nord du Zolotoï. Elle rencontre d'abord les dolomies grises du D^2, puis les calcaires schisteux noirâtres du D^1 et ensuite de nouveau les dolomies; elle s'arrête dans les quartzites carbonifères.

Il résulte de ces différentes observations qu'entre l'anticlinal du Zolotoï et celui de Kwarkouche, il existe une zone synclinale occupée par les formations du dévonien inférieur et moyen qui recouvrent ici les schistes verts. Ces formations ne se continuent pas bien loin vers le Sud, puisque nous ne les avons plus rencontrées dans la traversée faite depuis les sources de Pélia en marchant directement à l'Ouest; là, en effet, ce sont les schistes verts qui paraissent entrer en contact avec les quartzites. Vers le Nord, au contraire, la bande dévonienne s'élargit et se réunit à celle qui occupe le synclinal de la vallée de l'Uls pour former la zone dévonienne de la Wichéra que nous étudierons plus loin. Le grand synclinal qui forme cette zone se bifurque donc à sa rencontre avec l'extrémité Nord de Kwarkouche, mais les formations du dévonien cessent assez rapidement vers le Sud dans les deux vallées d'Uls et de Pélia, de sorte que la grande bande dévonienne qui s'étend de la rivière Tepil à la Wichéra éprouve une solution de continuité.

Quant au contact des schistes verts et du dévonien avec les quartzites carbonifères du flanc oriental de l'anticlinal du Zolotoï, il est probable qu'il est anormal et se fait par une dislocation. Malheureusement le terrain étant partout couvert et les affleurements faisant constamment défaut, le véritable caractère de cette dislocation est impossible à établir.

§ 3. *Les plis dans la région comprise entre le Violce et la Koutim.*

La tectonique des chaînes qui font suite vers le Nord à celles qui sont développées sur la région qui avoisine Koutim est encore très obscure. Tout d'abord cette contrée est très étendue et son étude détaillée demanderait un temps considérable et de grands efforts, ensuite les affleurements sont rares et il faut suppléer à leur manque par de nombreuses batteries de puits, ce qui est long et fort coûteux. Nous avons fait exécuter de ces batteries sur le bord occidental de

la zone des schistes cristallins, mais dans l'intérieur de celle-ci nous ne possédons que les observations qui ont été relevées au cours de différentes excursions locales ou faites à travers toute cette zone, depuis la bordure orientale du synclinal dévonien de la Wichéra jusqu'à la ligne de partage. Il faut donc considérer ce qui va suivre bien plus comme une contribution à la connaissance de la tectonique de cette région que comme une étude complète de celle-ci. Nous allons d'abord donner in extenso les résultats des courses et des travaux effectués dans la contrée et nous tirerons ensuite les conclusions qui s'en dégagent au point de vue de la tectonique.

Nous avons d'abord, à deux reprises, traversé toute la série des rides qui s'échelonnent de l'Ouest à l'Est depuis le synclinal dévonien de la Wichéra jusqu'à la ligne de partage. Partis de Verkne-Tschouwal, nous avons d'abord suivi le sentier de Vogoules qui passe par le col de cette montagne, puis nous sommes montés sur la crête que nous avons parcourue du Sud au Nord jusqu'au delà du grand ravin qui, sur le flanc occidental, est occupé par un petit affluent de la Wichéra. La montagne forme un assez large plateau qui rappelle celui de Kwarkouche; elle est entièrement constituée par des schistes verts, qu'on trouve en débris à la surface du sol. Les affleurements sont rares; sur le petit sommet qu'on voit immédiatement au Nord du ravin indiqué, il existe quelques pitons rocheux formés par des schistes plongeant à l'Est de quelques degrés. La présence sur la crête de schistes presque horizontaux et celle des mêmes schistes en couches très redressées sur le flanc Ouest du Tschouwal semblent indiquer que cette montagne forme une zone anticlinale déjetée vers l'Ouest, et probablement accompagnée d'ondulations secondaires. Cette zone anticlinale est localement traversée par des percées de diabases du type ordinaire, car à plusieurs reprises on rencontre des débris de ces roches mêlés à ceux des schistes.

Depuis le col du Tschouwal nous sommes descendus dans la vallée qui lui fait suite vers l'Est; elle est occupée par un petit cours d'eau dans le lit duquel on trouve des quartzites. De là, marchant directement à l'Ouest, nous avons gravi un ouwal qui sépare la chaîne de Martaïsky de celle du Tschouwal (fig. 12). Sur le flanc Ouest de celui-ci on observe des cailloux de diabase, mais l'ouwal lui-même est entièrement en schistes verts d'un type quartziteux; il nous été impossible de trouver un affleurement permettant de relever une direction et un plongement. Cet ouwal est baigné sur son flanc Est par le Violce; après avoir traversé cette rivière nous avons fait l'ascension du Martaïsky qui se trouve sur sa rive gauche. Dès le début, on rencontre les quartzites blanches et compactes qu'on ne quitte plus jusqu'au sommet. La montagne tout entière est formée par les mêmes roches comme nous avons pu le constater en suivant la crête du Sud au Nord, mais nulle

part nous n'avons réussi à voir des couches en place, sauf cependant sur la quatrième terrasse comptée à partir du sommet et sur le flanc Ouest; là sur un tout petit affleurement, nous avons pu constater un plongement Ouest des couches. Les quartzites de Martaïsky sont en de nombreux endroits traversées par des diabases, nous en avons rencontré sur le flanc Ouest, puis à la base du sommet principal de la chaîne, et enfin sur le flanc Est près du grand ravin qui descend sur la Martaïka. Les dykes sont peu importants, à en juger par la faible superficie occupée par les affleurements de blocs de diabase.

Nous avons ensuite traversé la chaîne de Martaïsky et avons, sur quelques kilomètres, remonté le cours de la Martaïka qui coule vers le Sud sur le flanc Est de cette montagne, puis nous avons alors marché directement à l'Est pour traverser

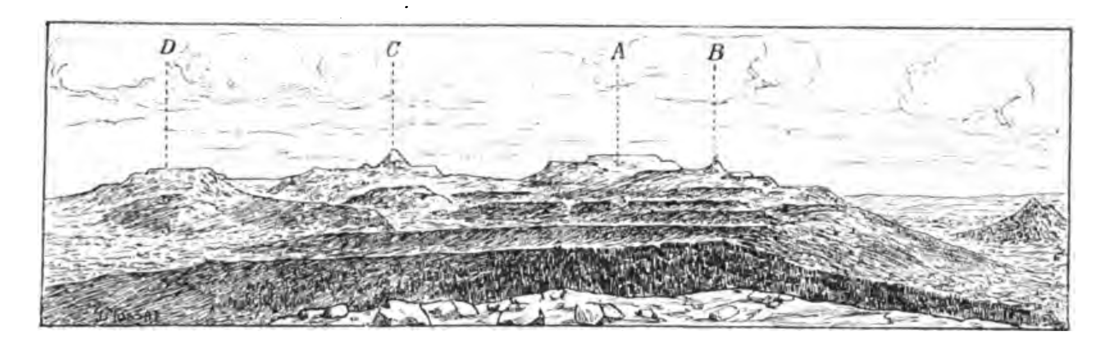


Fig. 12. — Vue générale de la chaîne de Martaïsky depuis le Tschouwal.
A, B, C, D, etc. = Divers sommets sur la chaîne. Au premier plan le Tschouwal. Au second plan ride boisée entre le Tschouwal et le Martaïsky.

le grand ouwal boisé qui sépare le Martaïsky de la ligne de partage. Cet ouwal (qui s'appelle Khapkartne-Tump) (fig. 13) se compose de plusieurs petites crêtes plus ou moins parallèles, découpées sans doute par l'érosion fluviale. La première que l'on rencontre en venant de l'Ouest est formée par des quartzites identiques à celles du Martaïsky. La seconde qui est sensiblement de même élévation que la première, est constituée par des schistes quartziteux qu'on trouve en débris sous les arbres renversés. La troisième, qui est séparée de la précédente par une petite rivière coulant vers le Sud, est un peu moins élevée; on y rencontre quelques pointements de quartzites blanches qui plongent vers l'Est. La quatrième enfin, qui est séparée de la troisième par une nouvelle rivière coulant toujours au Sud, est formée par des schistes verts. Nous n'avons il est vrai pas rencontré d'affleurements de ces différentes roches, mais seulement des débris dispersés dans la forêt. La rivière Posmog coule sur le flanc oriental de cette dernière crête dans une vallée encaissée à l'Est par le grand Ouwal prolongement de la chaîne du Poyassowoï, qui forme également ici la ligne de partage. A l'endroit où nous avons traversé cette vallée, nous avons

trouvé un ancien campement de laveurs d'or; dans les déblais de plusieurs puits foncés en vue de la recherche de filons de quartz aurifère nous avons constamment trouvé des débris de schistes verts.

Depuis la vallée de Posmog nous avons gravi la pente du flanc Ouest de la ligne de partage. L'Ouwal qui la constitue est élevé et boisé; près de la ligne de faîte la végétation cesse pour faire place à des prairies tourbeuses. A une faible distance de la rive gauche de la rivière Posmog nous avons rencontré, à flanc de coteau, des grands puits qui, à en juger par la quantité de déblais, doivent être assez profonds. Ces déblais sont entièrement formés par des schistes verts très quartziteux et pyriteux du type décrit au N° 7014. A partir de cet endroit les affleurements font défaut sur le flanc Ouest de la ligne de partage, çà et là on

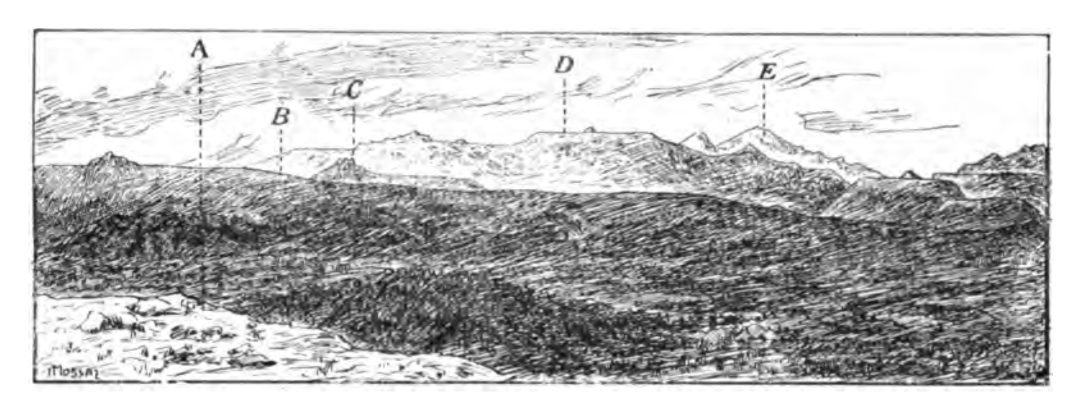


Fig. 13. — Vue générale des chaînes, entre la ligne de partage de la Martaïsky, de l'Est à l'Ouest. A = Ligne de partage. — B = Khapkartne-Ouwal. — C = Petit ouwal accessoire entre B et la Martaïsky. — D = Chaîne de Martaïsky-Kamen. — E = Toulimsky-Kamen.

trouve quelques blocs de schistes épars dans la forêt. Sur la crête même ces blocs sont nombreux et appartiennent au type décrit au N° 7015 qui paraît banal ici. Nulle part on ne voit les quartzites blanches si développées plus au Sud dans la chaîne, et en descendant sur le flanc Est de l'Oural on ne trouve dans la forêt que des débris de schistes verts de types variés, mais jamais d'affleurements.

Nous avons traversé la grande vallée occupée par les sources d'Iwdiel et fait l'ascension du Tari Nior (fig. 3 et 4) qui est entièrement formé par des gabbros dont nous ne dirons rien ici, cette montagne se trouvant en dehors de la région décrite dans cet ouvrage. Depuis le Tari Nior, marchant au Sud-Ouest, nous avons traversé une seconde fois la ligne de partage, mais à quelques kilomètres plus au Sud. Après avoir quitté la vallée de Malaïa Iwdiel nous avons d'abord gravi un premier contrefort formant un petit ouwal distinct sur lequel se trouvent quelques beaux affleurements de roches vertes plus ou moins schisteuses et feldspathiques,

qui sont les amphibolites albito-épidotiques décrites dans les numéros 7023 à 7026. A la base et sur les pentes de l'Ouwal les roches sont compactes, sur la crête elles deviennent plus schisteuses. Nous avons continué à marcher au Sud-Ouest, après avoir rencontré une petite rivière coulant vers le Sud, avons traversé un nouvel ouwal formé toujours par les mêmes roches vertes (N°s 7027 à 7029), puis après être redescendus dans un petit lojok, nous sommes arrivés sur la ligne de partage elle-même (fig. 14) qui est pelée et couverte de pâturages au milieu desquels émergent de nombreux blocs isolés, mais jamais d'affleurements. Les blocs rencontrés sont encore des amphibolites plus ou moins albitiques, figurant sous les numéros 7030 et 7031. Nous avons alors suivi la ligne de partage du Sud au Nord, en utilisant un chemin de vogoules qui en longe la crête. A plusieurs reprises

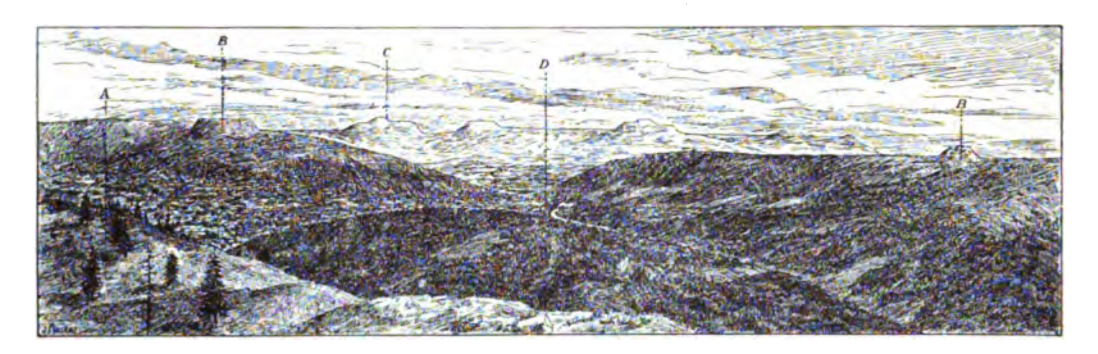


Fig. 14. — Vue du prolongement Nord du Bieli-Kamen et de la cluse du Posmog depuis la ligne de partage. A = Ligne de partage. — B et B = Sommets sur la crête qui prolonge le Bieli-Kamen vers le Nord. D = Cluse du Posmog. — C = Youbrechkin-Kamen.

on croise des affleurements formés par des schistes verts. Les couches en sont dirigées NS et plongent généralement de 32 à 40° vers l'Est. Ces schistes sont d'un type siliceux, les lits de quartz y abondent en effet et des débris de quartz sont nombreux sur le sol, les amphibolites précédemment indiquées se trouvent donc sur le flanc Est de la ligne de partage et n'arrivent jusqu'à la crête que dans la partie Nord de celle-ci. Nous avons suivi la ligne de partage jusqu'au petit sommet qui se trouve à l'Est ou mieux légèrement au Nord-Est par rapport à celui du Bieli-Kamen et sommes alors descendus dans la vallée qui sépare l'Oural de cette montagne; en route nous avons à plusieurs reprises, rencontré sur le flanc Ouest de la ligne de partage des affleurements de schistes verts presque verticaux, ou plongeant légèrement à l'Ouest.

Le Bieli-Kamen, de la base au sommet, est entièrement formé par des quartzites blanches analogues à celles du Poyassowoï; les mêmes roches se continuent fort loin sur la crête au Nord et au Sud du sommet principal, comme nous avons pu nous en assurer directement. Il est certain en effet que l'ouwal désigné par C

sur la fig. nº 6 qui est le prolongement septentrional du Bieli-Kamen, est formé par ces quartzites et les observations relevées au cours de la traversée depuis le Martaïsky-Kamen à la ligne de partage montrent que ces quartzites se retrouvent, en mince bande il est vrai, bien plus loin encore vers le Nord ; elles forment donc une très longue bande ou une sorte d'ellipse très allongée dont le grand axe est parallèle à la direction générale des chaînes. Vers le Sud, elles arrivent sans doute jusqu'à la rivière Koutim, mais nous ne l'avons pas directement vérifié.

Depuis le Bieli-Kamen, nous avons tout d'abord marché directement à l'Ouest pour gagner la vallée qui sépare cette montagne de la crête et de la pyramide de Choudi-Pendisch ; sur tout le flanc Ouest et même dans le fond de la vallée qui est occupée par un cours d'eau coulant au Sud, nous n'avons rencontré que des blocs de quartzites ; par contre, sur la crête de Choudi-Pendisch que nous avons traversée obliquement, en marchant un peu au Nord-Ouest, nous avons, à plusieurs reprises, constaté la présence de blocs ou d'affleurements de schistes quartziteux, qui paraissent former la totalité de la partie Nord de cette crête ; il ne nous a pas été possible de relever une direction ou un plongement. Nous sommes arrivés ensuite sur la cluse du Violce, en amont du Youbrechkine, et avons suivi la berge gauche de la rivière qui fournit un excellent profil naturel. Sur les deux rives, en effet, on observe de nombreux affleurements de schistes verts plongeants E. 60°, et sur les falaises qui dominent la cluse on voit des filons de diabase qui font saillie tandis que les schistes moins résistants ont été érodés et forment les ravins.

La structure du Youbrechkine et celle des crêtes qui plus au Sud encaissent les deux rives de la Choudia, ont été étudiées très complètement, nous en parlerons longuement plus loin à propos du minerai de Choudia, ce qui dispense d'entrer ici dans les détails. Le Youbrechkine est formé par un gros dyke de gabbro qui perce les schistes, quant aux deux crêtes qui encaissent les rives de la Choudia, on y rencontre des schistes verts quartziteux plongeant à l'Est, mais avec des intercalations de calcaires cristallins que l'on voit développés près de la mine de Choudia et sous le flanc Ouest du Youbrechkine.

C'est dans une autre excursion, faite depuis cette mine, que nous avons étudié la curieuse constitution de la pyramide qui s'élève au-dessus de la crête de Choudi-Pendisch. Pour cela, après avoir traversé la rivière Choudia, nous avons marché dans la direction du Sud-Sud-Est à travers la forêt qui couvre les pentes. Les affleurements font ici totalement défaut et nous n'avons qu'exceptionnellement trouvé quelques débris de schistes verts sous les arbres renversés. La roche en place apparaît immédiatement à la base de la grande pyramide ; elle est représentée par des quartzites blanches plus ou moins rubannées et micacées. A mi-hauteur apparaissent des quartzites compactes et des conglomérats quartzeux dont les galets sont de la

grosseur de la tête à celle du poing; jusqu'au sommet on ne trouve pas d'autres roches. Le sommet lui-même est formé par une crête assez tranchante sur la partie Sud de laquelle on observe quelques petits bancs rocheux redressés qui forment comme autant de dents sur la crête, la direction des couches est fort difficile à établir, le plongement paraît de 40° à peu près au S. E. La pyramide tout entière est formée par les mêmes quartzites et conglomérats qui percent donc en boutonnière au milieu des schistes cristallins qui forment l'arête de Choudi-Pendisch. Depuis la grande pyramide, nous sommes rentrés sur Choudia en marchant directement du Sud au Nord suivant une ligne d'exploitation de forêt; les affleurements cessent dès qu'on quitte la base de la pyramide, on ne rencontre plus chemin faisant que quelques débris de schistes verts quartziteux sous les arbres renversés.

Les crêtes qui prolongent celles de Choudia vers le Sud ont été étudiées en 1906 par une série de batteries parallèles de puits. Ces batteries qui partaient toutes de la Wichéra, étaient développées sur plus de 15 kilomètres, elles suivaient toujours les lignes appelées « ramki » dirigées Est-Ouest qui sont tracées dans la forêt pour en régler l'exploitation. La première de ces batteries coïncide avec la ligne magistrale qui passe un peu au Nord de la pyramide de Choudia, elle débute à la source même de la petite Choudia. Depuis la faible dépression occupée par cette source en allant de l'Est à l'Ouest, la ligne monte d'abord sur le flanc oriental d'un premier ouwal formé entièrement par les schistes verts qui plongent Est de 25° à 30°. Cet ouwal est rasé en terrasse et terminé par un plateau qui mesure plus d'un kilomètre de largeur sur lequel on ne voit aucun affleurement. Les schistes ne réapparaissent que sur le flanc Ouest de l'ouwal qui est assez abrupt et domine une vallée assez encaissée occupée par la Rassia; sur les affleurements rencontrés, les schistes plongent Est 25°, ils sont riches en quartz. Depuis la rivière la ligne remonte sur le flanc oriental de l'ouwal qui forme le Rassinsky-Kamen et passe à 3 ou 4 kilomètres au Nord du sommet principal; partout on rencontre des affleurements de schistes verts plongeant constamment à l'Est de 30 à 35°. Les mêmes schistes se retrouvent sur la crête et sur le flanc Ouest de l'Ouwal jusqu'au contact avec les formations dévoniennes de la Wichéra, le plongement des couches se fait invariablement vers l'Est, il oscille entre 20 et 30°.

La deuxième batterie qui se trouve à 4 kilomètres au Sud de la précédente, fournit des résultats analogues; elle passe seulement plus près du sommet du Rassinsky-Kamen qui est formé par des schistes quartziteux plongeant à l'Est.

La troisième batterie située à 2 kilomètres au Sud de la deuxième, traverse également sur presque toute son étendue des schistes quartziteux, mais sur le flanc Ouest de la crête qui prolonge le Rassinsky vers le Sud, on voit apparaître les conglomérats quartzeux en bancs lités qui plongent faiblement à l'Est. Plus au Sud

encore, ces mêmes conglomérats acquièrent un développement considérable et forment le Kyrinsky-Kamen, qui peut être regardé comme le prolongement immédiat du Rassinsky. Sur la quatrième batterie qui est également distante de deux kilomètres de la précédente, ils apparaissent en effet immédiatement à l'Est du dévonien du synclinal de la Wichéra, et sont développés sur tout le flanc occidental de la crête du Kyrinsky. Au sommet de celle-ci, et un peu au Nord du point culminant, les conglomérats supportent des schistes verts qui plongent comme eux Est 35°, mais plus à l'Est, ils réapparaissent à plusieurs reprises.

La cinquième batterie toujours distante de 2 kilomètres de la précédente, montre une disposition analogue; elle part de la rive droite de l'Uls, à peu près à la hauteur d'Ust-Uls, et s'arrête sur le flanc Ouest du Kyrinsky-Kamen. A partir de la limite du dévonien du synclinal de la Wichéra, elle suit une région plate et marécageuse puis monte sur la pente Ouest de la montagne; tous les puits n'ont rencontré que les conglomérats quartzeux. Le sommet principal du Kyrinsky se trouve un peu au Nord-Est de l'extrémité de cette ligne; il présente de nombreux affleurements de conglomérats quartzeux qui forment parfois des falaises de 20 mètres de hauteur; leurs couches plongent O 35° sur le flanc Ouest de la crête et sont presque horizontales au sommet. La disposition des affleurements montre que le Kyrinsky forme la partie occidentale d'une grande voûte érodée; depuis le sommet de cette montagne on peut constater tout d'abord qu'elle est le prolongement immédiat de l'extrémité Nord de Kwarkouche et qu'elle se soude du côté de l'Est au Lépelsky-Kamen, lequel se prolonge vers le Sud par une crête qui présente de nombreux pitons rocheux. Les schistes verts qui les constituent sont dirigés N 25°O et plongent E 60; sur la pente Est de cette crête on trouve des blocs de conglomérats quartzeux qui forment le soubassement de ces schistes. La source occidentale de la Muika coule à la base du flanc Est de cette crête, elle est séparée de la source orientale par un ouwal assez bas, qui s'élève vers le Nord, et qui forme la montagne appelée Widerga. Le flanc occidental de cet ouwal est assez abrupt; sur la crête affleurement des quartzites grises ou blanches schisteuses. Plus au Nord, sur le sommet même de la montagne de Widerga, d'après les renseignements qui nous ont été communiqués, les conglomérats quartzeux affleurent sur une certaine étendue, nous n'avons toutefois pas vérifié cette indication.

A l'Est de l'Ouwal qui prolonge la Widerga vers le Sud se trouve une nouvelle crête qui sépare les rivières Ribnaïa et Muika; celle-ci est formée par des schistes cristallins dirigés NS et plongeant à l'Est. Au delà vers l'Est se trouve encore un ouwal qui sépare la Ribnaïa de la Widerga; celui-ci est formé également par des schistes cristallins très redressés puis par des quartzites blanches qui plongent à l'Ouest.

Les différentes observations qui précèdent peuvent en somme se résumer comme suit :

L'anticlinal du Poyassowoï se continue assez loin vers le Nord et forme la ligne de partage sur une grande partie de la zone comprise entre le Violce et la Koutim ; toutefois, un peu au Sud des sources de cette rivière, les quartzites disparaissent et plongent sous les schistes cristallins du niveau supérieur qui dès lors forment seuls cet anticlinal. Les amphibolites albitiques qui apparaissent sur son flanc oriental et parfois même à la clef de voûte, ne représentent pas le niveau inférieur de ces schistes cristallins, mais sont au contraire des roches éruptives profondément dynamo-métamorphosées.

L'anticlinal du Liampowsky-Kamen acquiert dans cette région une importance considérable et forme la chaîne du Bieli-Kamen, coupée obliquement au Sud par la Koutim, et au Nord par le Tschourol. La large bande de quartzites qui forme le cœur de cet anticlinal s'effile progressivement vers le Nord, puis ces quartzites disparaissent à leur tour et l'anticlinal se ferme dans les schistes verts qui forment l'ouwal accidenté intercalé entre la ligne de partage et le Martaïsky. Le synclinal prolongement Nord de celui de Liampa qui est compris entre ces deux anticlinaux, est occupé par les schistes verts.

L'anticlinal d'Antipowsky-Grébine se continue au Nord par la crête de Choudi-Pendisch formée également par des schistes verts quartziteux, percés en boutonnière par les conglomérats cristallins qui forment la grande pyramide. La montagne de Widerga appartient au même anticlinal et forme une boutonnière analogue.

La réapparition de cet anticlinal plus au Nord se fait vraisemblablement par la montagne de Martaïsky, dans laquelle les quartzites du niveau inférieur forment une longue et large bande flanquée à l'Est comme à l'Ouest par les schistes verts. Le synclinal compris entre l'anticlinal du Bieli-Kamen et celui de Widerga-Choudi-Pendisch-Martaïsky est occupé par les mêmes schistes.

La zone anticlinale du Kwarkouche trouve sa continuation immédiate vers le nord dans le Kyrinsky et le Lépelsky-Kamen, l'axe des anticlinaux est là encore jalonné par des conglomérats quartzeux qui percent au milieu des schistes. Ces conglomérats disparaissent plus au Nord au Rassinsky-Kamen et sur les crêtes de Choudia où les schistes affleurent mais cette fois en compagnie de calcaires cristallins. Plus loin vers le Nord le raccord des plis devient plus confus. Au Youbrechkine qui se trouve sur le prolongement immédiat de la crête Est de Choudia, les gabbros forment un dyke énorme, et les mêmes roches affleurent dans des conditions identiques au Propachii-Kamen. Quant au Tschouwal, par ses caractères il rappelle étonnemment le Kwarkouche et représente peut-être le prolongement septentrional

de la zone cristalline qui forme cette montagne, mais nos observations sont ici trop incomplètes pour permettre une affirmation.

§ 4. *Les plis dans la région de la Haute Wichéra.*

Les données que nous avons sur cette région sont aussi sommaires que celles qui précèdent, aussi faut-il seulement considérer ce qui va suivre bien plus comme une première contribution à la connaissance de la tectonique de la haute Wichéra, que comme une étude définitive. Il faudrait un temps et des efforts considérables en effet pour parcourir en détail cette vaste contrée, et dans un grand nombre de cas il faudrait faire exécuter des puits pour lever l'incertitude qui règne sur la répartition de certaines formations, le sol étant dans les vallées et sur les pentes partout recouvert par la forêt.

Lorsqu'on jette un coup d'œil sur la carte géologique du bassin de la Wichéra, on remarque de suite qu'au Nord de Verkhne-Tschouwal la zone cristalline et les plis qui la constituent s'avancent fortement vers l'Ouest; il est donc certain qu'une partie de ces plis n'a pas d'équivalent plus au Sud et se trouve orographiquement à l'Ouest de la zone anticlinale de Kwarkouche.

La première chaîne que l'on rencontre en amont de Verkhne-Tschouwal quand on remonte la Wichéra est celle du Kouriksar ou Kouroksar. Elle est assez élevée et couronnée par une série de pitons rocheux alignés sur une crête déchiquetée. A distance elle semble formée par une roche éruptive massive; en réalité elle est constituée par des amphibolites albitiques mal litées qui ne sont autre chose que des gabbros ouralitisés écrasés par dynamométamorphisme.

Au Nord du Kouriksar se trouve la longue et haute chaîne du Toulimsky-Kamen qui, de même que la précédente, longe la rive gauche de la Wichéra. Nous avons fait l'ascension de cette montagne depuis la Wichéra pour gagner l'extrémité Sud de cette chaîne. Celle-ci comprend 3 sommets distincts, qui tous sont élevés; elle s'abaisse régulièrement vers le Nord et forme une longue crête. Sur la rive gauche de la Wichéra, au point d'où nous sommes partis, il n'existe pas d'affleurement, il en est de même jusqu'aux approches de la pente assez raide qui forme le flanc Sud-Ouest de la montagne; là commencent de gros éboulis de quartzites blanches qui se continuent jusqu'au sommet et forment toute la chaîne. Ces roches se retrouvent en effet non seulement sur la crête mais aussi fort bas sur les deux flancs de Toulimsky; elles arrivent notamment jusqu'à la Wichéra même et forment le rapide que l'on doit franchir près de l'extrémité Nord de la montagne lorsqu'on remonte cette rivière. Depuis le Toulimsky on peut constater que le Kouriksar se

trouve immédiatement au Sud de cette chaîne; il en est séparé par une espèce de dôme arrondi qu'un col assez bas détache de l'extrémité Sud de celle-ci. Près du sommet de ce dôme on distingue nettement des bancs de roches schisteuses qui sont tout d'abord horizontaux puis s'incurvent sur le flanc Ouest de la montagne. A l'Est de ce dôme se trouve une série de plateaux qui sont la terminaison du Tschouwal vers le Nord. Ils sont séparés les uns des autres par des petites vallées ou des ravins peu profonds et recouverts par des prairies; on y remarque dispersés çà et là des affleurements rocheux isolés sur lesquels les couches paraissent horizontales. Nous n'avons pas visité le dôme qui fait suite au Toulimsky vers le Sud, mais il est certain que les roches qui affleurent au sommet sont les schistes verts sous lesquels s'enfonceraient donc les quartzites. Il est également évident que les mêmes schistes

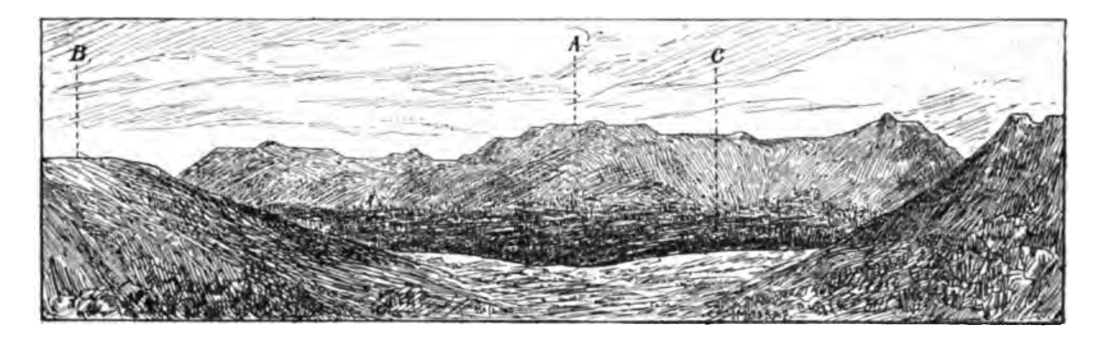


Fig. 15. — Vue générale de la chaîne de Mourawlinsky depuis le Yalping-Nior.
A = Mourawlinsky. — B = Contrefort du Yalping-Nior. — C = Vallée entre les deux chaînes.

flanquent ces quartzites en tout cas à l'Ouest, et probablement à l'Est également. En effet, dans la partie Sud de la chaîne celles-ci n'arrivent pas jusqu'à la Wichéra qui coule encore ici dans les formations dévoniennes et faute d'affleurements il n'est pas possible de voir les contacts de ces quartzites, mais dans la partie Nord du Toulimsky ces mêmes quartzites arrivent au bord même de la Wichéra et on peut voir alors qu'elles supportent directement les schistes verts du niveau supérieur. En effet, après avoir traversé le rapide dont il a été question, on trouve sur la rive droite de la rivière, un bel affleurement de schistes cristallins dirigés NS et plongeant O. 20°. Ces mêmes schistes apparaissent un peu plus haut sur le cours de la rivière, ils sont alors très redressés et dirigés N 30° O.

Vers le Nord, le Toulimsky se prolonge par un ouwal boisé, qui borde immédiatement la rive gauche de la Wichéra jusqu'au confluent de la Moïwa. Cet ouwal est formé par des schistes cristallins à veinules de quartz, sur la crête les bancs sont dirigés NS et presque verticaux. De la crête de cet ouwal nous sommes redescendus sur le Moïwa qui, en cet endroit coule dans les calcaires dolomitiques qui flanquent



Partie Nord de la chaîne du Mourawlinsky-Kamen.



Vue générale de l'Oschi-Nior prise en descendant sur la Wichéra.

à l'Est les schistes verts de l'Ouwal, puis nous avons marché E 20° N pour atteindre un premier chaînon qui se trouve à l'Est de la Moïwa. Celui-ci est formé par des quartzites blanches et compactes analogues à celles du Toulimsky qui, autant qu'il est permis d'en juger, plongent à l'Est. Le sommet de ce petit chaînon est disposé en dôme aplati couvert de pierriers de quartzites; les mêmes pierriers se retrouvent développés sur tout le flanc oriental de la montagne. Après avoir traversé celle-ci, nous sommes arrivés dans une petite vallée occupée par une rivière. Un puits fait dans ses alluvions y a montré la présence de cailloux de quartzites mêlés à des débris de schistes verts d'un niveau tout à fait supérieur. Cette vallée sépare le chaînon en question de la haute chaîne de Mourawlinsky-Kamen (fig. 15) dont nous avons fait l'ascension en suivant un ravin qui entame fortement le flanc Ouest de la montagne; sur les deux rives de celui-ci on observe de fort belles terrasses qui se correspondent. Nous sommes arrivés sur le sommet Sud de la montagne qui est séparé de celui qui se trouve plus au Nord et qui est plus élevé par un col assez large. Sur tout le trajet, de même que sur le sommet qui forme un large dôme, nous n'avons rencontré que des quartzites. Nous sommes ensuite descendus sur le flanc oriental de la chaîne pour gagner la grande vallée qui la sépare de celle qui forme le Molebni-Kamen ou Yalping-Nior plus à l'Est, et sommes d'abord arrivés à la jonction de la rivière qui occupe cette vallée avec celle qui coule dans le grand ravin qui s'amorce au col désigné par γ (fig. 16 et 17). Nous avons ensuite remonté ce ravin profond pour gagner le sommet J du Molebni-Kamen. Le long du lit de la rivière et sur plusieurs points des parois du ravin on a rencontré des affleurements de quartzites compactes dirigés N 30° O en bancs très redressés plongeant vers l'Ouest. Au sommet J un dyke de diabases perce les quartzites; au flanc E de la chaîne et directement sous ce sommet, on trouve des débris de quartzites schisteux et des affleurements de ces roches, la direction des couches est N 35° O les bancs sont verticaux. Nous avons ensuite marché au Nord toujours sur le flanc oriental de la chaîne pour gagner le sommet désigné par K, qui est formé également par des quartzites, puis nous sommes redescendus au col situé entre les sommets E et F; sur le col ainsi qu'aux sommets G et H, on trouve les conglomérats quartzeux à ciment gris ou rouge violacé. Après avoir pendant quelques kilomètres continué la marche vers le Nord, nous avons obliqué au Nord-Ouest puis à l'Ouest pour traverser le col β situé entre les sommets D et F. Une large vallée latérale prend naissance sous ce col et débouche dans celle qui sépare le Mourawlinsky du Molebni-Kamen, la rive droite de cette vallée est encaissée par les pentes du sommet C et par l'éperon rocheux qui s'en détache et qui a été désigné par *d* (Fig. 16). Dans le fond du ravin qui forme la vallée en question on voit affleurer des schistes chloriteux avec nodules de quartz et cristaux de pyrites. Sur le sommet de l'éperon rocheux *d*

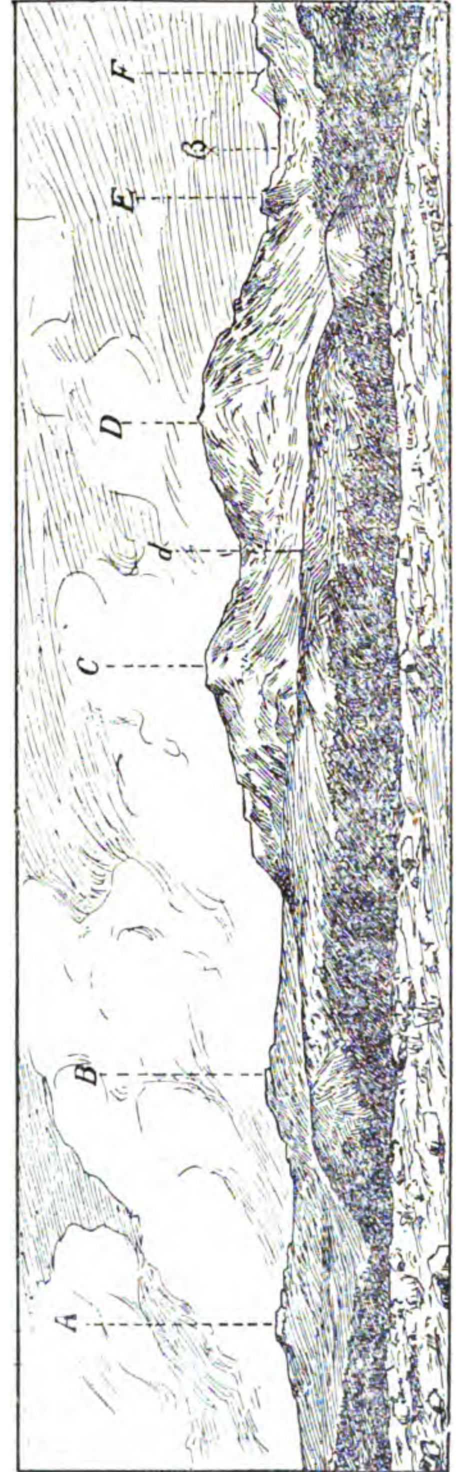


Fig. 16. — Vue générale du Molebni-Kamen ou Yalping-Nior, partie Nord, depuis le plan Est de Mourawlinsky.
A, B, C, D, etc., sont les sommets qui se suivent du Nord au Sud sur la crête.



Fig. 17. — Vue générale de la chaîne du Molebni-Kamen du Yalping-Nior, partie Sud.

rasé en terrasse on trouve des schistes quartziteux qui forment une série de piliers rocheux ruiniformes sur lesquels on peut voir les couches très froissées plonger vers l'Ouest, ces affleurements se poursuivent assez loin vers le Nord. Le sommet de *d* occupe à peu près le milieu de la vallée comprise entre le Molebni et le Mourawlinsky; c'est un excellent observatoire d'où on peut saisir tous les détails topographiques des deux chaines. Depuis le sommet, nous avons gagné le col qui se trouve dans la vallée longitudinale qui les sépare, on y trouve de nombreux débris de schistes verts. De là nous avons fait l'ascension du dernier sommet du Molebni-Kamen vers le Nord, désigné par A sur la fig. 16. Ce sommet est formé par des quartzites blanches et compactes identiques à celles rencontrées en d'autres points de la chaine; à l'Est de celui-ci il existe une crête rocheuse continue

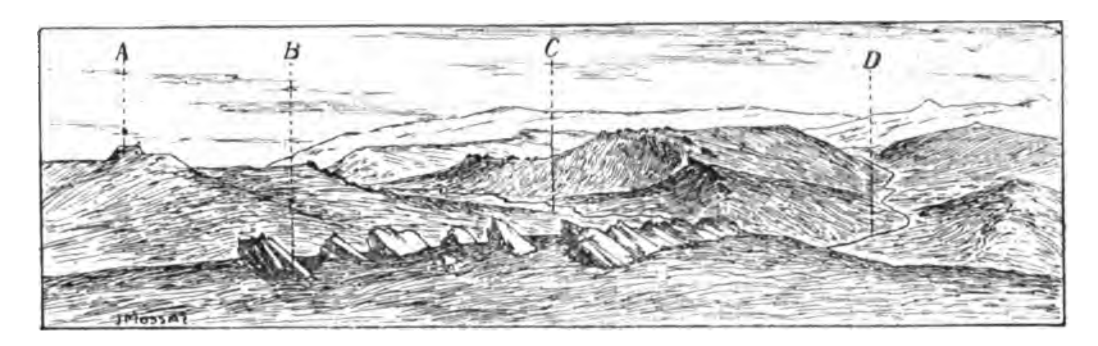


Fig. 18. — Vue de l'extrémité Nord du Molebni-Kamen montrant l'enfoncement des quartzites qui forment le sommet A sous les schistes verts qui forment les pitons rocheux visibles sur la figure.

formée par une série de rochers acérés alignés (fig. 18) qui surgissent au milieu d'un plateau légèrement vallonné lequel débute au col entre les sommets A et B; les schistes verts qui forment ces affleurements sont dirigés N 30° O et plongent vers l'Est de 30°. Les eaux de ce plateau s'écoulent au Nord dans une petite vallée, et à l'Est dans un ravin qui entame profondément la couverture schisteuse; on peut y voir les schistes qui plongent d'abord à l'Est tourner et dessiner nettement une voûte; ce sont ces mêmes schistes qui forment encore la crête des ouwals que l'on distingue plus au Nord et au Nord-Ouest.

Il ressort nettement de ces différentes observations que les schistes verts circonscrivent la boutonnière de quartzites qui forme la chaine du Molebni-Kamen, et que ces quartzites s'enfoncent sous les schistes à l'extrémité Nord de cette chaine. En cheminant de l'Ouest à l'Est, depuis le sommet A jusqu'à la crête schisteuse dont il a été question, on recoupe successivement les quartzites compactes qui forment ce sommet, puis les conglomérats quartzeux, des schistes quartziteux et enfin les

schistes verts qui constituent les rochers acérés de cette crête, la série traversée est donc absolument normale.

Après être redescendus au col, nous nous sommes rendus sur une petite éminence qui se trouve sur l'arête située au Nord du sommet le plus septentrional du Mourawlinsky-Kamen; on y trouve des quartzites blanches dirigées N 20° O et plongeant O 40°; depuis celle-ci, on peut aisément remarquer que les rochers qui forment toute la crête qui se trouve à l'Est du sommet A du Molebni-Kamen dessinent une véritable ceinture autour de l'extrémité Nord des deux chaînes de quartzites (fig. 18).

Nous avons marché ensuite dans la direction O 20° S, et avons traversé l'extrémité septentrionale de l'ouwal qui vient à l'Ouest de la chaîne du Mourawlinsky. En cet endroit, l'ouwal est réuni à la dite chaîne par un plateau marécageux qui forme ligne de partage. Chemin faisant, on trouve sur le sol de nombreux débris de schistes noirâtres identiques à ceux précédemment rencontrés plus au Sud dans la vallée qui sépare cet ouwal du Mourawlinsky-Kamen. L'ouwal lui-même se termine brusquement vers le Nord par des pentes assez abruptes; sur la crête, nous avons trouvé un bel affleurement de schistes noirâtres dirigés N 30° O et plongeant E 40°, un gros filon de diabase perce tout près de cet affleurement. Depuis là, nous avons continué à marcher dans la même direction et après avoir traversé un nouvel ouwal de schistes verts, nous avons regagné la Wichéra.

Les observations recueillies au cours de ces différentes excursions permettent d'arriver à la conclusion qu'il existe dans la région de la haute Wichéra au moins quatre lignes anticlinales qui se succèdent de l'Ouest à l'Est comme suit :

I. Anticlinal de la chaîne du Toulimsky.
II. Anticlinal formé par l'ouwal qui se trouve à l'Ouest de la chaîne du Mourawlinsky.
III. Anticlinal de la chaîne du Mourawlinsky.
IV. Anticlinal de la chaîne du Molebni-Kamen ou Yalping-Nior.

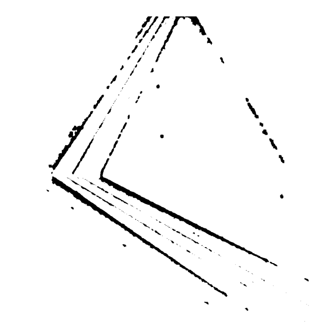
Tous ces anticlinaux sont formés par des quartzites et des conglomérats quartzeux dont les affleurements dessinent de longues bandes qui suivent exactement leurs axes; ils sont séparés les uns des autres par des synclinaux occupés par des schistes verts. Ceux-ci ont été retrouvés par nous dans la partie Nord du synclinal qui sépare les anticlinaux I et II et forme la vallée de la Moïwa, puis dans les synclinaux compris entre les anticlinaux II et III et entre III et IV. Les schistes trouvés dans ces synclinaux paraissent même appartenir parfois à un niveau assez élevé, certaines variétés ressemblent aux phyllades noires du dévonien inférieur de la Koswa.



Bouleaux tordus à la limite de végétation. Oschi-Nior.



Ligne de partage, source orientale de la Wichéra.
Vue prise depuis le Mani-Tump.



Autant qu'il est permis d'en juger vu la rareté des affleurements, ces différents plis sont déjetés vers l'Ouest, peut-être rompus sur le flanc qui regarde cette direction. C'est certainement le cas pour l'anticlinal n° II, comme on peut le voir sur les couches de la partie Nord de l'ouwal qui forme cet anticlinal. De plus, tout le faisceau des plis se resserre vers le Nord, où les quartzites disparaissent et plongent manifestement sous les schistes verts qui forment une couverture continue. En effet, plus au Nord, dans les montagnes qui font ligne de partage comme dans celles qui séparent les sources de la Wichéra (fig. n° 19) et bien au delà, on ne retrouve plus les quartzites mais seulement les schistes du niveau supérieur percés çà et là, comme au Krasnoe-Kamen par exemple, par des dykes de diabase. La direction des couches relevées sur les affleurements que l'on rencontre en traversant les

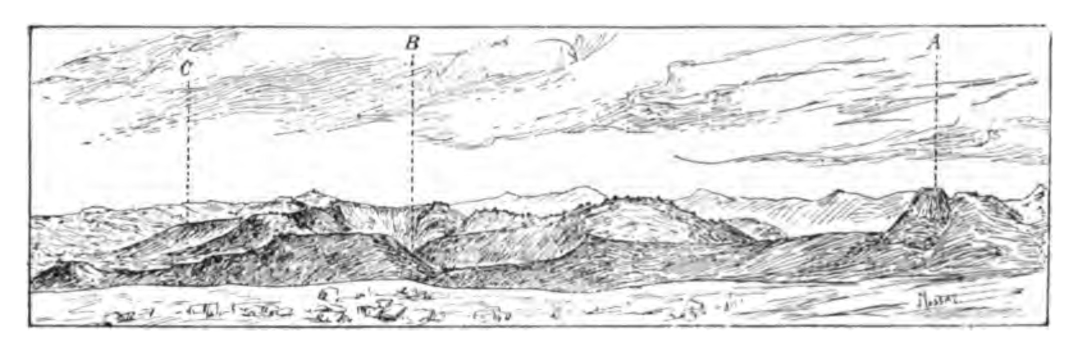


Fig. 19. — Vue générale des montagnes des sources de la Wichéra depuis le sommet Nord du Mourawlinsky.
A = Terminaison Nord de la chaîne du Mourawlinsky. — B = Vallée de la Wichéra de l'Est.
C = Vallée de la Wichéra de l'Ouest.

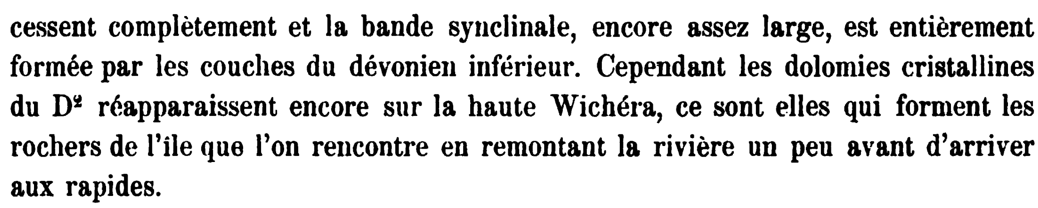
chaînes de l'Ouest à l'Est, montre que cette couverture ondule à plusieurs reprises et présente plusieurs anticlinaux successifs, qui sont vraisemblablement la continuation de ceux rencontrés plus au Sud. Il resterait à raccorder ces derniers avec les plis de la région comprise entre le Violce et la Koutim, mais la chose n'est guère possible, faute d'observations dans la région qui se trouve immédiatement au Nord et au Nord-Est du Tschouwal. Une traversée de cette contrée faite depuis la ligne de partage par un temps épouvantable, nous a montré qu'on y rencontre abondamment les quartzites, mais c'est à cela que se sont bornées nos observations.

Il paraît cependant certain que le Toulimsky représente une ride plus occidentale que celle de Kwarkouche; quant au Molebni-Kamen, il est peu probable qu'il faille le considérer comme une réapparition de l'anticlinal du Poyassowoï, il semble au contraire correspondre à un pli plus occidental.

§ 5. *Le synclinal dévonien de la Wichéra.*

Le dévonien du synclinal de la Wichéra débute un peu au Sud du confluent de Nioulas et suit constamment, à partir de là, le cours de la rivière jusqu'à Ust-Uls. Les affleurements sont nombreux sur les deux rives et ont été décrits en partie par M. Krotow, ce qui nous dispensera d'y revenir. Ces affleurements sont cependant notoirement insuffisants pour permettre d'établir la disposition exacte des formations dévoniennes dans le synclinal; nous avons dû pour cela faire exécuter de nombreuses batteries de puits qui traversent le synclinal sur toute sa largeur, de la bordure cristalline vers l'Est jusqu'aux quartzites carbonifères de la chaîne du Zolotoï-Bérésowsky vers l'Ouest. Ces batteries ont été faites de Vernkne-Tschouwal jusqu'à Ust-Uls, elles étaient distantes les unes des autres de deux à six kilomètres, la largeur de certaines d'entre elles atteignait jusqu'à 12 et 14 kilomètres, et les puits étaient généralement espacés de 150 à 300 mètres. On utilisait pour tracer les batteries les lignes d'exploitation de forêt dirigées Est-Ouest, que l'on peut aisément retrouver, grâce aux poteaux indicateurs. Ces recherches détaillées nous ont permis de tracer exactement les contacts des formations dévoniennes et de délimiter fidèlement les contours du dévonien inférieur et moyen. La carte géologique jointe à ce volume montre que le synclinal dévonien suit exactement le cours de la Wichéra jusqu'à Ust-Uls. Il est en moyenne orienté NNE-SSO, mais au Nord de Verkne-Tschouwal il est rejeté fortement vers l'Ouest et suit le grand coude que la rivière décrit de ce côté. Au Sud d'Ust-Uls, la bande dévonienne du synclinal quitte la Wichéra et suit le cours de l'Uls; elle tourne alors vers le Sud-Est, puis à la rencontre de l'extrémité Nord du Kwarkouche elle se bifurque en deux branches, celle de l'Ouest qui occupe la vallée de Pélia, et celle de l'Est qui suit la vallée de l'Uls sur le flanc oriental du Kwarkouche. Ces deux bandes dévoniennes se rétrécissent d'ailleurs rapidement et à quelques kilomètres au Sud d'une ligne qui passerait par le confluent de la Koutim, où on perd toute trace.

La largeur maxima de la bande synclinale se trouve à Biélemky un peu en amont du confluent du Violce, elle mesure en cet endroit plus de 14 kilomètres; au Nord de Verkhne-Tschouwal par contre, la bande se rétrécit beaucoup, mais faute de puits, nous n'avons pu en fixer exactement les limites. Les dolomies du D^2 sont généralement cantonnées dans le voisinage immédiat du cours actuel de la Wichéra, ce sont elles qui forment les beaux rochers d'aspect souvent fantastique que l'on observe en de nombreux points sur les falaises qui dominent les berges en amont des usines de Violce. A partir du confluent de la B. Tschouwalka, ces dolomies



cessent complètement et la bande synclinale, encore assez large, est entièrement formée par les couches du dévonien inférieur. Cependant les dolomies cristallines du D^2 réapparaissent encore sur la haute Wichéra, ce sont elles qui forment les rochers de l'île que l'on rencontre en remontant la rivière un peu avant d'arriver aux rapides.

Sur le bord oriental du synclinal, ce sont tantôt les dolomies du D^2, tantôt les formations du D^1 qui entrent en contact avec les schistes cristallins; les puits ne laissent aucun doute à cet égard et cette observation est d'ailleurs conforme à ce que l'on voit directement en remontant le cours du Violce depuis son embouchure jusqu'au confluent de la Choudia. Sur le bord occidental du synclinal ce sont généralement les formations du D^1 qui entrent en contact avec les quartzites carbonifères, sauf dans la partie Sud de la bande synclinale où ce sont les dolomies cristallines du D^2. Les relations exactes des formations dévoniennes avec les quartzites carbonifères restent constamment assez obscures faute d'affleurements, les puits ne servant qu'à délimiter les contours de ces formations; souvent la bande synclinale de la Wichéra produit l'impression d'un lambeau de nappe de recouvrement, charriée de l'Est vers l'Ouest; ce qui expliquerait aisément les rapports du dévonien et du carbonifère observés au Zolotoï, mais il faut avouer que nous n'avons rien trouvé dans les chaines cristallines qui ressemble à la racine d'une telle nappe. En tout cas le dévonien du synclinal n'est pas horizontal, il forme une série de plis à faible rayon de courbure que l'on peut observer à fois réitérées dans les dolomies du D^2, soit dans les formations du D^1 le long du cours de l'Uls et de la Wichéra.

CHAPITRE VI

LE PHÉNOMÈNE DES HAUTES TERRASSES.

§ 1. Généralité sur le phénomène et premières observations. — § 2. Les chaines du Poyassowoï-Kamen et du Liampowsky. — § 3. La chaine du Kwarkouche. — § 4. La chaine du Bieli-Kamen. — § 5. Le Martaïsky-Kamen. — § 6. Les montagnes du Yalping-Nior et du Mourawlinsky-Kamen. — § 7. Autres chaines qui présentent le phénomène des terrasses. — § 8. Conclusions générales relatives au phénomène des hautes terrasses.

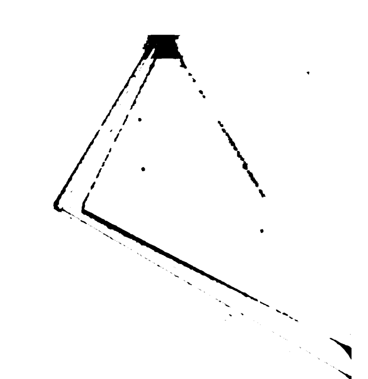
§ 1. *Généralités sur le phénomène et premières observations.*

Les montagnes de la Wichéra présentent au plus haut degré un phénomène aussi curieux que général, que nous pensons avoir été les premiers à signaler; c'est

celui des hautes terrasses. Je l'ai observé pour la première fois en 1900 et 1902, en explorant la région supérieure de la Koswa, mais à cette époque je n'en avais pas encore reconnu toute l'importance. En effet, depuis le sommet de l'Aslianka, qui se trouve vis-à-vis de Troïtsk, j'avais été frappé par la disposition curieuse que présentent les Monts Bacèguï qui en sont certainement la continuation vers le Sud. Ceux-ci, vus de profil, sont terminés au sommet par une terrasse rocheuse d'une horizontalité parfaite, bordée du côté de l'Est par une petite crête, rocheuse également, qui ne s'élève que de quelques mètres au-dessus de ce plateau. Cette disposition est naturellement beaucoup moins nette ou peut même complètement échapper, quand on voit la montagne de face, depuis l'Est ou de l'Ouest. L'Aslianka, vu également depuis les Bacèguï, présente une disposition absolument analogue; au plateau qui termine le sommet succèdent d'autres plateaux échelonnés en gradins sur le flanc Ouest de la montagne. L'Ostry, un autre sommet situé plus au Nord, vu depuis la Koswa, montre aussi une topographie semblable. Il est formé par une petite crête rocheuse soudée du côté de l'Est à un plateau rocheux également, raccordé lui-même par une pente assez brusque à un second plateau plus étendu et parfaitement horizontal, qui se trouve plus à l'Est. L'isolement de l'Ostry au milieu d'une région plus basse complètement couverte par la forêt, rend cette disposition encore plus saisissante.

Plus tard, en 1903, en explorant la région qui forme le bassin supérieur des rivières Kakwa et Tépil, nous avons rencontré une montagne qui présente encore les mêmes particularités, nous l'avons appelée Pogwinsky-Kamen parce qu'elle sépare les sources de la Pogwa de celles de B. Niezwa. Les deux sommets distincts du Pogwinsky sont terminés par un plateau rocheux d'une horizontalité parfaite, ces deux plateaux sont à la même hauteur soit 1012 mètres (déterminée au baromètre à une heure de distance sur les deux sommets) le sol est ici encore formé par les quartzites.

Dès le début, nous avions pensé que ces formes topographiques bizarres devaient être attribuées à l'existence d'anciennes terrasses conservées grâce à la nature spéciale du sol (quartzites), mais comme nous n'avions pas su les voir sur d'autres montagnes plus élevées de la Koswa (le Koswinsky et le Tilaï, par exemple, où elles existent cependant, mais moins nettement), nous n'avions pas attaché à cette idée une autre importance. C'est en 1904 seulement, en parcourant la région des sources des rivières Wagran et Soswa, que nous avons retrouvé ce phénomène curieux sur plusieurs chaînes élevées de quartzites avec une telle généralité et une telle ampleur que le doute n'était plus possible. Nous l'avons alors étudié en détail au cours de nos explorations de 1905 à 1907 sur la haute Wichéra, où les grandes chaînes de quartzites abondent et présentent d'admirables terrasses qui se prêtent à d'excellentes observations.





Vue des terrasses de l'Ostry, près de Verkh-Koswa.



Vue des terrasses du flanc Ouest du Poyassowoï
depuis la vallée de Liampa.

§ 2. *Les chaînes du Poyassowoï-Kamen et du Liampowsky.*

Dans la partie réservée à la topographie, nous avons déjà indiqué la position et les caractères de ces chaînes de quartzites, nous n'y reviendrons pas. Vue de face depuis l'Est, de Plichivy par exemple, le Poyassowoï présente bien une certaine régularité, mais le phénomène des terrasses ne ressort pas avec une netteté suffisante, il faut pour le voir dans toute son étendue, gravir un des sommets de la chaîne. Le 3 août 1904, nous avons fait l'ascension du sommet situé vis-à-vis de la laverie Markoff, c'est-à-dire dans la partie Sud de la chaîne; celui-ci cote 1130 mètres d'après la détermination barométrique de ce jour-là. Ce sommet, comme toute la montagne d'ailleurs est en quartzites, il forme un plateau d'une régularité parfaite couvert de blocs émoussés. Depuis là, en regardant vers le Nord, on voit se profiler une série interminable de sommets disposés invariablement en terrasses identiques à celle sur laquelle nous étions, puis sur le flanc Ouest de la chaîne on distingue nettement une suite de gradins échelonnés à des niveaux différents au-dessous des plateaux formant les sommets. Le Liampowsky-Kamen, qui masque l'horizon vers l'Ouest, présente une disposition identique. Son sommet Nord se trouve à peu près en face de celui qui nous servait d'observatoire, il dessine une ligne parfaitement horizontale et constitue une longue terrasse au milieu de laquelle s'élève un pètit pointement rocheux isolé, semblable à un signal trigonométrique. Sous ce sommet on peut voir nettement sur le flanc Est de la chaîne, plusieurs sillons parallèles qui sont la trace, vue de face, des gradins successifs disposés sur ce flanc. Du côté du Sud, la chaîne du Liampowsky se profile de trois quarts; la disposition qu'elle présente est alors exactement celle réalisée à l'Ostry et au Bacéguï, la montagne paraît en effet formée par un grand plateau horizontal, limité vers l'Est par un bourrelet rocheux raccordé par une pente et rasé lui-même en terrasse.

Nous avons ensuite traversé le Poyassowoï pour gagner la vallée de Liampa. Depuis la partie supérieure de celle-ci on a une vue excellente sur l'extrémité Sud des deux chaînes parallèles. La topographie est saisissante, le dernier sommet Sud du Poyassowoï est tout à fait isolé et formé par un tronc de pyramide d'une régularité si parfaite qu'on le croirait construit par la main de l'homme (fig. 20). Vers le Sud ce sommet est raccordé à une longue terrasse absolument horizontale par une pente assez rapide, cet ensemble s'élève à son tour au-dessus d'une troisième terrasse plus étendue qui en forme en quelque sorte le soubassement. La chaîne du Liampowsky que l'on voit suivant un profil très oblique, présente exactement la disposition déjà observée depuis le Poyassowoï.

Depuis le haut de la vallée de Liampa on voit en enfilade une notable portion du flanc occidental de l'extrémité Sud du Poyassowoï; le phénomène des terrasses y est si évident qu'il saute aux yeux de l'observateur le moins exercé. Depuis les sommets jusqu'à la limite de végétation, on voit les terrasses se succéder avec une régularité parfaite sur le flanc Ouest de la montagne; elles y forment une série de gradins étagés, séparés les uns des autres par une hauteur de 20 à 40 mètres environ. Ces gradins que l'on voit admirablement de profil, dessinent, vus de face, de nombreux sillons parallèles et bien marqués sur ce flanc, on peut en compter 12 ou 14 parmi les principaux.

Malgré les interruptions dues aux ravins latéraux, ces terrasses paraissent se continuer au même niveau sur une grande étendue; la largeur de la plateforme est par contre très variable. Vu l'absence de carte et la difficulté de relever des cotes barométriques dans un pays où une bonne base fait défaut, nous n'avons pu



Fig. 20. — Vue de l'extremité Sud des chaînes du Liampowsky et du Poyassowoï depuis la vallée de Liampa.

déterminer avec exactitude le niveau des principales terrasses; ce qu'il y a de certain c'est que sur de petites distances, ces niveaux se correspondent. Ainsi le 10 août, M. Fuchs a refait l'ascension du sommet que nous avions visité le 3 et de là est descendu sur le col qui sépare ce sommet de celui qui vient immédiatement au Nord et qui est plus élevé d'une cinquantaine de mètres. En descendant sur le col, M. Fuchs a compté successivement cinq petites terrasses séparées les unes des autres par une hauteur de 15 mètres environ; en remontant au sommet Nord il a retrouvé les mêmes terrasses et a pu constater que leurs niveaux correspondaient absolument à ceux des précédentes.

Depuis la vallée de Liampa nous sommes à plusieurs reprises montés sur le Liampowsky-Kamen. Le 6 août, nous avons fait une première ascension dans le but d'en explorer l'extrémité Sud; le temps était très mauvais et nous n'avons pu voir le dernier sommet de la montagne que par quelques rares éclaircies. Son profil est trait pour trait celui de l'Ostry. Le 8, nous sommes remontés au Liampowsky



Vue de la crête du Poyassowoï.



Vue des extrémités Sud des chaines du Poyassowoï (à gauche) et du Liampowsky (à droite) depuis la vallée de Liampa. Disposition remarquable des terrasses.

par un beau temps, mais en gagnant cette fois le sommet Nord. Celui-ci est formé par la grande terrasse que nous avions vue depuis le Poyassowoï; le signal isolé que nous avons indiqué précédemment est formé par un petit pointement de roche en place au milieu des débris de quartzites qui jonchent le sol. En regardant depuis ce plateau dans la direction du Sud, on voit le dernier sommet du Liampowsky qui paraît complètement isolé, vu son altitude par rapport à celle de la terrasse sur laquelle nous étions, et qui se profile au-dessus de celle-ci avec une netteté parfaite; la forme de ce sommet rappelle encore ici absolument celle de l'Ostry, elle est représentée sur la (fig. 21).



Fig. 21. — Vue du plateau-terrasse du sommet Nord du Liampowsky; au second plan dernier sommet Sud de cette chaîne avec ses terrasses étagées et son profil caractéristique.

Depuis la terrasse du sommet Nord du Liampowsky on a la vue de la chaine du Poyassowoï sur une grande étendue. Aussi loin que portent les regards, celle-ci présente partout l'aspect déjà décrit et indiqué sur la (fig. 22). Toute la chaine donne l'impression d'un gigantesque bastion d'une régularité parfaite, et lorsque l'œil s'est accoutumé à cette topographie bizarre qui est si nette sur le Poyassowoï et le Liampowsky, il en retrouve aisément des vestiges indiscutables ailleurs dans toute la contrée. Depuis le Liampowsky, lorsqu'on regarde dans la direction N 20° O on distingue dans le lointain deux pyramides rocheuses tronquées d'une régularité géométrique qui, à la dimension près, rappellent absolument le dernier

sommet Sud du Poyassowoï. Ces deux pyramides sont le Choudi Pendisch et la Widerga, et leur régularité est telle qu'on éprouve d'emblée l'impression qu'elle ne peut être accidentelle, mais qu'elle tient à une cause générale qui a façonné le relief de toute la contrée.

§ 3. *La chaîne du Kwarkouche.*

Cette chaîne moins élevée que le Poyassowoï, paraît, lorsqu'on la voit à une certaine distance, former une très longue crête boisée qui dessine à l'horizon une ligne parfaitement droite. Sur cette crête, et tout à fait localement, on distingue des petites éminences isolées, qui constituent une série de sommets minuscules, ayant

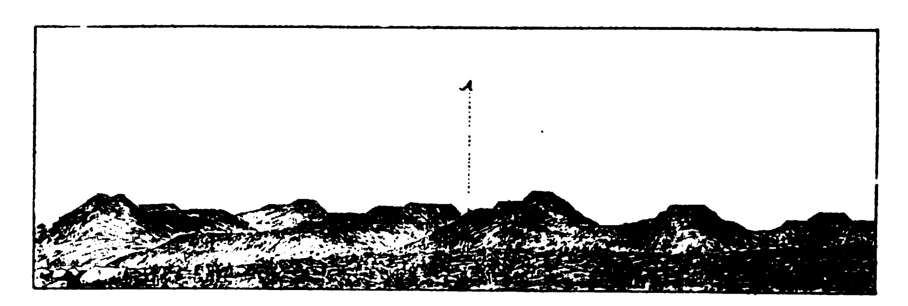


Fig. 22. — Vue des terrasses de la chaîne du Poyassowoï depuis le sommet du Liampowsky-Kamen A.

ceci de particulier que leur forme est géométrique et toujours parfaitement régulière. Ce sont des pyramides rocheuses tronquées, ou encore de longues tables parallélipipédiques dont la partie terminale est d'une horizontalité parfaite. Ces petits sommets espacés à la surface d'une crête dont l'alttitude paraît invariable, sont une véritable anomalie; à distance il n'est pas possible de se rendre compte s'ils sont disposés sur le bord de la chaîne ou à l'intérieur de celle-ci (fig. 23). Le Kwarkouche lui-même est formé par des quartzites et surtout des schistes quartziteux appartenant, comme nous l'avons vu, à des types pétrographiques divers, percés localement par des dykes de diabases plus ou moins puissants. La chaîne forme un vaste plateau herbeux de hauteur uniforme qui, dans sa plus grande largeur, mesure une dizaine de kilomètres, et dont l'altitude moyenne est, d'après nos nombreuses mensurations barométriques, de 840 mètres. Ce plateau a dû sans doute être primitivement parfaitement horizontal, mais aujourd'hui une érosion plus récente l'a vallonné et modelé localement, sans cependant en altérer le véritable caractère. C'est sur le Kwarkouche que s'amorcent en effet les deux rivières Pélia

et Malma. La Pélia commence au milieu même du plateau, à l'Ouest et à la hauteur du sommet principal de la chaine (sommet F fig. 23) qui en forme le point culminant; elle débute par une série de ruisselets disposés en patte d'oie, et coule dans un ravin profond du Sud-Sud-Est vers le Nord-Nord-Est. La rivière Malma est située plus au Sud, ses sources affectent une disposition à peu près analogue à celle de Pélia, mais sa vallée coupe transversalement la chaine de l'Est à l'Ouest. Sur le plateau du Kwarkouche naissent encore une série de petits cours d'eau qui coulent également dans des ravins encaissés situés sur les deux flancs de la chaine.

Comparées à l'étendue du Kwarkouche, les petits sommets rocheux qui s'élèvent au-dessus du grand plateau sont des accidents de minime importance. A l'exception d'un seul, celui du Nord, désigné par A (fig. 23) qui est en quartzites, ils sont tous formés par des dykes de diabases. En repérant leur position, on peut se convaincre qu'ils ne sont point sur le bord même de la chaine, mais disposés irrégulièrement à la surface du grand plateau. Le 18 août 1904, par un beau temps, nous avons fait l'ascension du sommet A qui est situé le plus au Nord et présente la forme d'une pyramide tronquée de quartzites, terminée par une plate-forme horizontale. La hauteur de

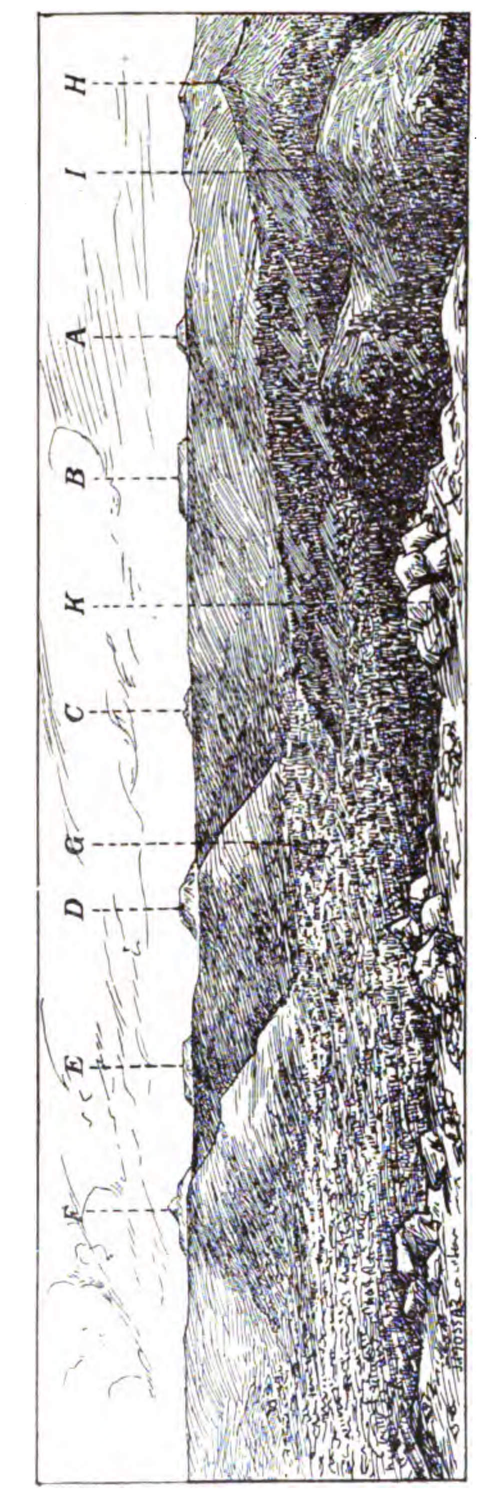


Fig. 23. — Vue générale de la chaine de Kwarkouche et des sommets terrassés A, B, C, D, etc., sur la crête qui forme la montagne. H = Crête d'Antipowsky. — G = Vallée d'Uls. — I = Ride entre Antipowsky et le Liampowsky-Kamen. K = Premier plan crête de Liampowsky-Kamen.

cette pyramide est de 1010 mètres, calculée sur la cote barométrique de ce jour. Nous aurions désiré pouvoir explorer le même jour le sommet situé plus au Sud et surtout vérifier si les niveaux des terrasses qu'on y observait se correspondaient, mais nous en avons été empêchés par le brouillard. Le 4 septembre, cependant, le temps étant devenu beau, nous avons tout d'abord gravi le sommet B qui vient au Sud du précédent ; il est formé par une table rocheuse



Fig. 24. — Vue des terrasses sur le sommet D de Kwarkouche.

horizontale, qui s'élève de 40 mètres seulement au-dessus du niveau du grand plateau et cote elle-même 920 mètres. Cette table est formée par un cailloutis de gabbro reste d'un dyke détruit. Le même jour, et à quelques heures d'intervalle, nous avons fait l'ascension des sommets D et E (fig. 23), le temps était magnifique et la pression resta constante toute la journée. Le sommet D est disposé en pyramide tronquée régulière sur le flanc de laquelle on voit nettement trois terrasses

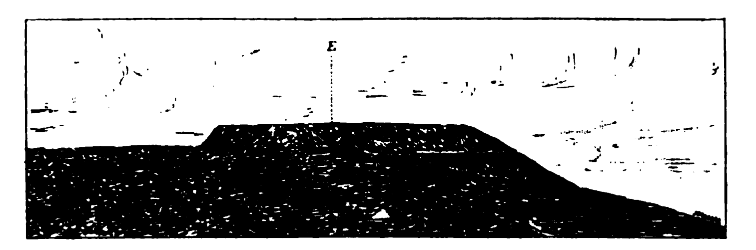


Fig. 25. — Vue des terrasses du sommet E de Kwarkouche.

successives indiquées par des sillons parallèles. La première de ces terrasses cotait 920 mètres, la seconde 945, la troisième 980 et la plateforme terminale 1005 mètres. Il y a donc une différence de niveau de 25 mètres entre la première et la deuxième terrasse, de 35 entre la deuxième et la troisième, et de 25 entre la troisième et le sommet. Il est plus que probable que les 5 mètres d'écart entre les hauteurs des deux sommets A et D provient d'une variation de la pression barométrique. La fig. 24 montre l'aspect du sommet D avec ses trois terrasses.



Terrasses sur le sommet D de Kwarkouche.



Terrasses sur la rive droite d'un ravin latéral de Kwarkouche.

Le sommet E qui vient plus au Sud, présente une forme absolument analogue à B, c'est aussi une longue et large table rocheuse quadrangulaire, sur le flanc Nord de laquelle on distingue une seconde terrasse qui apparaît comme une ligne horizontale à mi-hauteur de la pente qui raccorde la plateforme avec le grand plateau. La hauteur de cette première terrasse est de 920 mètres, celle de la plateforme 945 (fig. 25). Ces observations montrent à l'évidence que les niveaux de ces différentes terrasses se correspondent. La plateforme du sommet A correspond à celle de B, la plateforme terminale de B est à la cote de la première terrasse de base de D et de E soit à 920 mètres, la seconde terrasse de D correspond à la plateforme du sommet E (945). La (fig. 26) donne la position de ces divers sommets les uns par rapport aux autres sur le grand plateau du Kwarkouche.

Entre les sommets D et E s'amorce un grand ravin, qui est occupé par un affluent latéral de l'Uls. Sur la partie supérieure de la falaise rocheuse qui encaisse

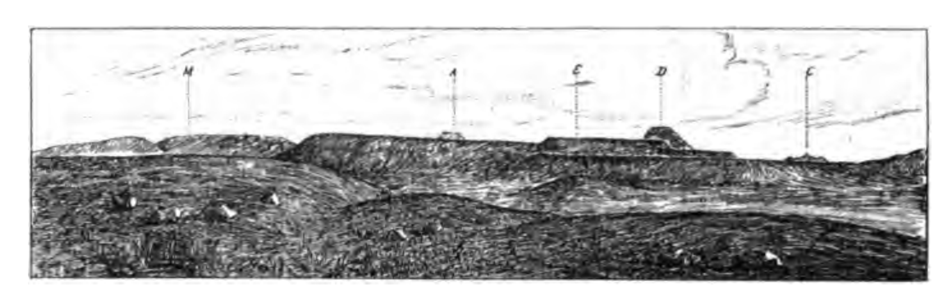


Fig. 26. — Vue générale des terrasses des divers sommets de Kwarkouche, prise depuis les sources de Pélia en regardant vers le Nord.

la rive droite de ce ravin et au-dessous de la terrasse inférieure du sommet D, on voit nettement une série de nouvelles terrasses échelonnées à des niveaux inférieurs. Les cotes n'en ont pas été déterminées, mais la dernière descend assez bas sur les flancs du Kwarkouche.

Le jour suivant, soit le 5 septembre, la pression n'ayant pas changé, nous avons continué le nivellement barométrique des terrasses. En marchant sur le plateau de Kwarkouche dans la direction du Sud-Sud-Ouest, on trouve, au centre du grand plateau et au Sud des sources de Pélia, deux sommets tabulaires qui, comme forme et comme composition, sont identiques aux précédents; nous les avons appelés γ et δ (fig. 11). Les plateformes de ces deux sommets sont exactement à la même hauteur, soit 1005 mètres, elles correspondent donc à celle qui termine le sommet D. Enfin, plus au Sud encore, sur la rive droite du grand ravin des sources de Malma, on voit, isolé sur le plateau, un petit sommet rocheux désigné par G ayant la forme caractéristique et bien connue de l'Ostry. Le 6, la pression avait légèrement changé, néanmoins nous avons fait le nivellement barométrique des deux terrasses rocheuses

celui figuré comme E par une terrasse F qui correspond à celle H. Le col lui-même est à 970 au même niveau que la terrasse inférieure à H, soit I.

Nous avons dû arrêter nos déterminations ce jour-là pour redescendre camper au pied du flanc Est du Bieli-Kamen. Le lendemain nous sommes remontés au col E et avons continué nos mensurations. La pression du matin était de 3 millimètres inférieure à celle de la veille, nous en avons tenu compte pour ramener toutes les observations aux mêmes conditions. Depuis le col, nous sommes tout d'abord montés sur un plateau assez étendu, qui doit être celui désigné par D sur le dessin; il cote 1000 mètres et correspond donc aux terrasses H et F; puis en continuant à monter, nous avons rencontré successivement trois terrasses dont les hauteurs étaient respectivement 1025, 1050 et 1090 mètres et enfin une quatrième qui

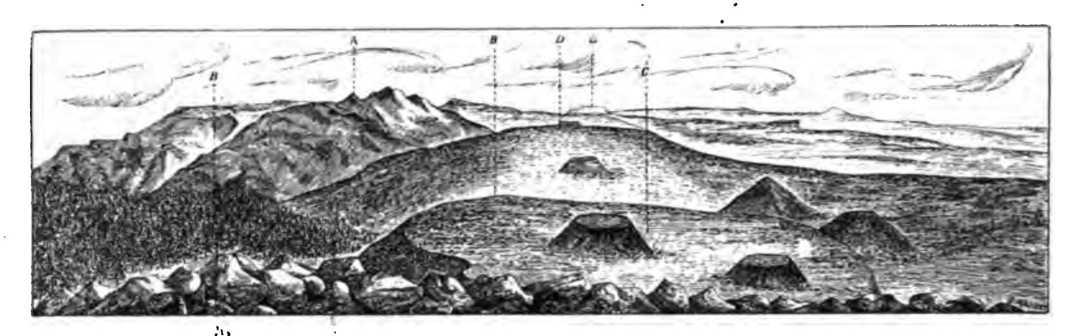


Fig. 28. — Vue du curieux aspect que présente l'extrémité Sud du Bieli-Kamen depuis le sommet principal de cette montagne.
A = Extrémité Nord du Poyassowoï. — B = Vallée de la Koutim. — C = Grande terrasse avec des piliers érodés, qui se trouve au-dessous du sommet principal. — D = Prolongement Sud du Bieli-Kamen, sur la rive gauche de la Koutim. — E = Liampowsky-Kamen.

doit être sans doute C, à l'altitude 1140 m. Nous sommes ensuite arrivés sur la grande plateforme qui constitue le sommet proprement dit et sur laquelle s'élève le petit piton rocheux figuré sur le dessin, le baromètre indiquait 1160 mètres pour la hauteur de cette plateforme, et 1170 pour la petite table rocheuse qui se trouve un peu plus au Sud. Depuis celle-ci on a une vue splendide sur toute la région, notamment sur la partie Sud de la chaîne qu'on voit en raccourci. Les particularités de cette étrange topographie ressortent encore avec plus d'évidence, elles sont fidèlement représentées dans la fig. 28. Les terrasses vues en raccourci ont une netteté absolument géométrique, à la surface de la grande plateforme qui fait suite au sommet du côté Sud on voit deux troncs de pyramide d'une régularité parfaite, qui ressemblent aux sommets du Kwarkouche et les monticules isolés qu'on voit sur la rive gauche de la Koutim et sur le prolongement Sud du Bieli-Kamen ont les mêmes caractères.

Au point de vue de la beauté et de la régularité des terrasses, le Bieli-Kamen est un des plus jolis exemples à citer. On y voit notamment fort bien que la cause qui les a produites est antérieure à l'érosion quaternaire, qui les a entamées, et qui a creusé sur leurs plateaux les vallées dont il a été précédemment question.

§ 5. *Le Martaïnsky-Kamen.*

Lorsqu'on voit cette longue chaîne depuis le col du Tschouwal, ou encore depuis la crête de l'ouwal qui se trouve à l'Est de celui-ci, on est frappé également par la régularité de sa forme, et on y retrouve tous les caractères indiqués à propos du Bieli-Kamen. A distance, les terrasses que l'on a de face apparaissent comme une série de sillons parallèles qui sont surtout visibles dans la partie Sud de la montagne. Le sommet principal désigné par A sur la fig. 12 est accompagné de plusieurs autres sommets secondaires tels que B, C et D qui sont tabulaires ou présentent les formes si caractéristiques déjà signalées à plusieurs reprises à l'Ostry, au Liampowsky, etc. (sommet C).

Le 24 août 1905 nous avons fait l'ascension du Martaïnsky dans le but d'en relever les principales terrasses et de déterminer leur hauteur barométrique. Le temps était beau et la pression au matin identique à celle du jour précédent. Nous sommes montés depuis le Violce par le flanc Sud-Ouest de la montagne; à la limite de végétation arborescente nous avons trouvé une première terrasse assez large dont la hauteur était de 860 mètres, puis de là jusqu'au col entre les deux sommets A et B, nous avons compté successivement les plateformes suivantes toujours constituées par des blocs de quartzites enchevêtrés.

N° 1	Hauteur	= 860.	Terrasse large, à la limite de végétation.
» 2	id.	= 900.	Petite terrasse étroite.
» 3	id.	= 940.	id. id.
» 4	id.	= 960.	Terrasse large de 300 mètres environ.
» 5	id.	= 1010.	Terrasse large de 100 mètres environ.
» 6	id.	= 1040.	Large terrasse sur laquelle s'élève un petit piton rocheux.
» 7	id.	= 1080.	Petite terrasse.
» 8	id.	= 1100.	Faible. Large terrasse de plus de 300 mètres.
» 9	id.	= 1130.	Col plat entre les sommets A et B.
» 10	id.	= 1140.	Faible terrasse sur B.
» 11	id.	= 1160.	Plateforme au sommet de B.
» 12	id.	= 1160.	Terrasse inférieure au sommet A.
» 13	id.	= 1220.	Plateforme du sommet A.

Il ne faut pas oublier que toutes les hauteurs indiquées ici comme ailleurs sont *relatives,* puisque nous n'avons pas eu le même jour d'observation barométrique faite en un point d'altitude connue; de plus, le baromètre dont nous nous sommes servis et que nous avons soigneusement vérifié n'est pas un appareil de haute précision, sa graduation donnant les hauteurs de 10 en 10 mètres seulement. Cependant, les analogies entre les chiffres trouvés au Martaïnsky et au Bieli-Kamen sont telles, qu'il n'est pas téméraire de supposer que sur ces deux montagnes les niveaux de ces terrasses se correspondent. On remarque que partout les hauteurs qui séparent deux terrasses successives oscillent entre 10 et 40 mètres.

§ 6. *Les montagnes du Yalping-Nior et du Mourawlinsky-Kamen.*

Ces deux grandes chaînes parallèles de quartzites situées à quelques kilomètres à peine l'une de l'autre, appartiennent, comme nous l'avons vu, aux montagnes les plus élevées du bassin de la Wichéra. On peut s'attendre à y rencontrer les terrasses développées avec une ampleur particulière, c'est en effet ce qui a lieu, et aucune autre montagne, si ce n'est peut-être le Bieli-Kamen, ne se prête mieux à l'étude de ce curieux phénomène. L'Icherim, le Volkowsky-Kamen, le Mourawlinsky et le Yalping-Nior présentent une succession interrompue de ces terrasses; les sommets de ces différentes montagnes sont eux-mêmes des plateaux horizontaux analogues à ceux qui couronnent les dômes du Poyassowoï. Le 12 août 1905, nous avons fait l'ascension du sommet Sud du Mourawlinsky depuis la vallée qui se trouve à l'Ouest et avons déterminé avec le baromètre qui a servi à toutes les mensurations précédentes, la hauteur des principales terrasses qui s'échelonnent jusqu'au sommet; le temps était nuageux et assez mauvais. Ce sommet est une sorte de dôme séparé de celui qui vient plus au Nord par un col assez large. La montée s'effectue le long d'un ravin qui s'amorce dans la partie Sud-Ouest de la chaîne, il est profond et s'ouvre au Sud du sommet. Sur les deux rives de ce ravin on voit de profil des superbes terrasses dont les niveaux se correspondent, elles continuent jusqu'au sommet. Nous avons relevé en montant 8 terrasses principales qui se succèdent de bas en haut aux altitudes suivantes : 820 m.; 990 m.; 1135 m.; 1150 m.; 1170 m.; 1240 m. et 1270 m. Le sommet lui-même est à 1280, c'est un plateau de quartzites parfaitement horizontal. Depuis ce sommet on a une vue étendue sur le Yalping-Nior, que l'on voit de face et obliquement; les terrasses



Sommet terrassé designé par G Crête de Kwarkouche.
La photographie montre l'aspect si caractéristique que présentent certains de ces sommets terrassés isolés sur le plateau de Kwarkouche.



Massif du Jalping-Nior et terrasses, vue prise du Mourawlinsky Kamen.

s'y observent à perte de vue et forment des sillons parallèles ou des escaliers suivant la direction selon laquelle on regarde.

Nous avons désigné sur les fig. 16 et 17 qui représentent le panorama de cette chaine dessiné du Mourawlinsky, les différents sommets qui s'y succédent du Nord au Sud par les lettres A, B, C, etc.; les deux cols principaux sont indiqués par les lettres β et γ ce sont eux-mêmes de larges plateaux.

Pour voir avec le plus de netteté possible les terrasses du Yalping-Nior, il faut les regarder depuis l'un des ravins latéraux situés sur le flanc Ouest de la chaine; elles présentent alors l'aspect donné, par exemple, par la fig. 29.

Nous avons déterminé en plusieurs endroits la hauteur barométrique de ces terrasses. Sous le sommet S, par exemple, à la hauteur du col γ, on trouve sur le

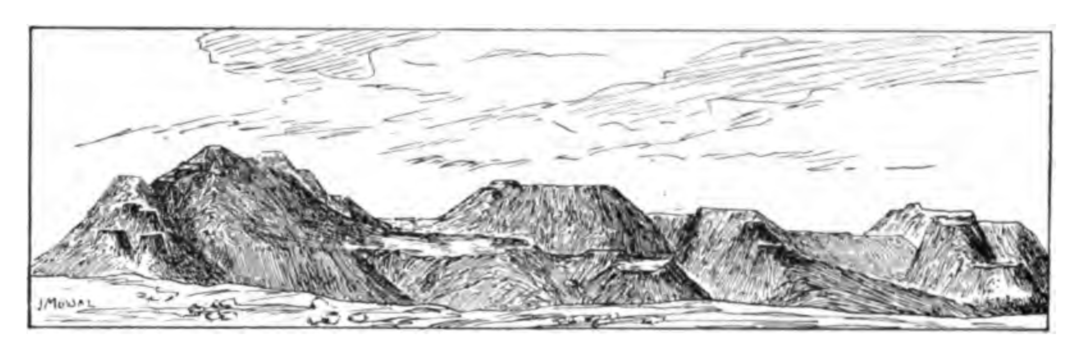


Fig. 29. — Vue générale des terrasses sur le bord du ravin qui s'amorce au col.

flanc Ouest une large terrasse qui cote 1080 m. (14 août 1905). Celle qui vient au-dessus est à 1230 m., le sommet lui-même qui est comme toujours disposé en plate-forme, est à 1280 m.

Le 17 août, nous avons également mesuré au baromètre et par un beau temps, les superbes terrasses du sommet Nord A, depuis le col situé entre A et B (fig. 16) et obtenu les résultats suivants :

Col entre A et B	=	905	mètres.
Première terrasse en montant	=	935	»
Terrasse N° II	=	960	»
Terrasse N° III	=	980	»
Terrasse N° IV	=	990	»
Terrasse N° V	=	1010	»
Sommet	=	1015	»

En redescendant du sommet par le bord opposé, nous avons retrouvé :

Sommet	= 1015	mètres.
Terrasse suivante	= 1010	»
id.	= 990	»
id.	= 980	»
id.	= 960	»

Il y a donc correspondance entre les terrasses.

§ 7. *Autres chaînes qui présentent le phénomène des terrasses.*

Nous n'avons cité dans les paragraphes qui précèdent que les chaines sur lesquelles le phénomène des terrasses était le plus manifeste, mais on retrouve celles-ci pour ainsi dire sur toutes les montagnes, par exemple sur le Joubrechkine-Kamen, sur le Tschouwal puis sur le Rassinsky-Kamen. On les observe encore sur l'Oural au Nord de Poyassowoï, puis à l'Est de la ligne de partage, notamment sur la haute chaine du Tschistop. Partout elles présentent les mêmes caractères; la hauteur qui les sépare les unes des autres oscille d'habitude entre 10 et 40 mètres, mais le chiffre de 20 mètres est celui le plus souvent rencontré. C'est encore au phénomène des terrasses qu'est due la grande régularité des ouwals boisés, si fréquents dans la région, qui dessinent souvent à l'horizon des lignes parfaitement droites. Toute la haute Wichéra en un mot porte l'empreinte non dissimulée de cette topographie si particulière, et les mesures que nous avons données comme d'autres encore qui ne figurent point ici, permettent de supposer que les niveaux de ces principales terrasses se retrouvent sur des chaines situées à une grande distance les unes des autres.

§ 8. *Conclusions générales relatives au phénomène des hautes terrasses.*

La grande extension que présente le phénomène des terrasses dans la région du bassin de la haute Wichéra tient évidemment à une cause très générale, qui a façonné le relief de toute cette contrée. Ces terrasses sont sans doute les restes d'une ancienne topographie qui n'a été conservée que là où les roches sont plus réfractaires à la désagrégation atmosphérique. Nous disons ancienne topographie, sans cependant qu'il nous soit possible de préciser une date. Nous savons que les vallées de l'Oural sont quaternaires, leurs alluvions couvertes renferment en effet parfois des molaires et des défenses de mammouth qui sont d'ailleurs souvent en assez mauvais état de conservation. D'autre part les hautes terrasses ne paraissent



Montagnes avec terrasses. Rive droite du col γ.
Chaîne du Jalping-Nior.



Terrasses sur la rive gauche du ravin du col γ.
Chaîne du Jalping-Nior.

pas avoir de relation avec les vallées quaternaires, au Bieli-Kamen en effet on voit nettement ces terrasses ravinées par divers cours d'eau affluents du Tschourol et de la Koutim; elles sont donc plus anciennes. Or sur les plateformes de ces terrasses, on ne trouve aucun dépôt susceptible de renseigner sur leur âge; partout le roc est à nu et nulle part on ne voit autre chose à leur surface que des blocs enchevêtrés produits sans doute par un morcellement du sol en place. Nous avons, il est vrai, comme limite extrême, la date de la grande chaine hercynienne; celle-ci a été émergée aux temps permo-carbonifères et depuis cette époque elle a vraisemblablement été dénudée d'une manière continue, sans qu'il nous soit possible de retrouver des vestiges certains des phénomènes qui se sont succédés pendant ces périodes incalculables. Les hautes terrasses viennent dans une certaine mesure combler cette lacune. Echelonnées sur une verticale de plus de 600 mètres, elles témoignent qu'avant le creusement des vallées actuelles et la formation des alluvions à éléphas primigenius, le grand relief montagneux avait subi une érosion puissante, sans doute sous l'influence d'un régime hydrographique bien différent de celui actuel, et tout porte à croire que cette érosion a duré pendant une période fort longue. L'étude forcément sommaire que nous avons pu faire de ces terrasses qui n'avaient jamais été signalées antérieurement, a montré que leurs niveaux se correspondent certainement sur une grande étendue et qu'elles ont sur toute la région des caractères uniformes. Préciser davantage n'est guère possible, mais l'existence même de ces terrasses et l'ancienneté de la topographie si curieuse de la région que nous avons décrite sont chose acquise. Il restera à examiner dans la suite ce qu'il advient de ces terrasses dans les régions de l'Oural situées au Sud de celles que nous avons parcourues, puis dans celles qui, au Nord des sources de la Wichéra, se trouvent dans la partie de la chaîne où les géologues russes ont signalé la présence de dépôts glaciaires.

CHAPITRE VII

Les gisements de fer de la Wichéra. — Les gites de Verkne et de Nijne-Tschouwal.

§ 1. Enumération des gites de la Wichéra. — § 2. La rive gauche de la Wichéra entre Nijne et Verkne-Tschouwal. — § 3. Description du gisement de Verkne-Tschouwal. — § 4. Caractères du minerai et composition chimique. — § 5. Extension du niveau minéralisé. — § 6. Description du gisement de Nijne-Tschouwal. — § 7. Caractères du minerai et composition chimique. — § 8. Conclusions générales relatives aux gîtes de Verkne et de Nijne-Tschouwal.

§ 1. *Enumération des gîtes de la Wichéra.*

Les gisements de la Wichéra sont au nombre de cinq, à savoir :

1. Le gisement de Verkne-Tschouwal.
2. Le gisement de Nijne-Tschouwal.
3. Le gîte du Joubrechkine-Kamen.
4. Le gîte de Choudia.
5. Les divers gisements des environs de Koutim.

Tous ces gisements sont situés sur la rive gauche de la Wichéra, mais leur origine ainsi que la nature même des formations qui les encaissent sont bien différentes. Les deux premiers se trouvent dans la zone synclinale dévonienne de la Wichéra et se rattachent directement aux formations qui constituent cette zone; le troisième est un gîte de ségrégation directe dans le gabbro qui forme le Joubrechkine; le quatrième, celui de Choudia, a pour origine une fissure dans les schistes cristallins, remplie postérieurement à son ouverture par une limonite concrétionnée de formation sans doute relativement récente; quant aux gisements de Koutim, ce sont des poches d'oligiste dans les dolomies caverneuses du dévonien moyen dolomies qui sont ici isolées à l'état de lambeaux au milieu des schistes cristallins.

§ 2. *La rive gauche de la Wichéra, entre Nijne et Verkne-Tschouwal.*

Lorsqu'on remonte la Wichéra, depuis le confluent du Violce jusqu'à quelques centaines de mètres en aval de Nijne-Tschouwal, on rencontre sur les deux rives de nombreux affleurements qui sont presqu'exclusivement formés par les dolomies du

dévonien moyen. Celles-ci forment volontiers des falaises ou des berges escarpées, découpées en certains endroits par l'érosion en pyramides ou en rochers ruiniformes d'un aspect souvent très pittoresque. Ces dolomies ne sont point horizontales mais ondulent au contraire et dessinent une série d'anticlinaux et de synclinaux à faible rayon de courbure. Près de Nijne-Tschouwal, ces dolomies cessent, et pendant quelques kilomètres les affleurements font défaut sur la rive gauche qui forme une berge assez plate, ils sont nombreux par contre sur la rive droite et se continuent pour ainsi dire sans interruption jusqu'à Verkne-Tschouwal; les roches qu'on y rencontre ne sont plus des dolomies, mais des schistes argileux noirâtres ou grisâtres plus ou moins feuilletés, souvent très froissés et traversés par des filonnets de quartz.

A Verkne-Tschouwal, on voit affleurer des roches analogues sur la rive gauche, et directement sous les estacades à minerai ; ce sont également des schistes noirâtres qui se délitent en plaquettes, sont rugueux au toucher, toujours plus ou moins siliceux et argileux, et ne font pas effervescence aux acides. Ces schistes appartiennent incontestablement au dévonien inférieur. Sur la même rive, mais à une centaine de mètres plus en amont, on peut voir un gros affleurement de ces roches qui plongent vers l'Est de 15 à 25°; à cet endroit, la Wichéra coude un peu vers l'Est. Les affleurements se continuent sur la rive gauche, ils sont formés par des roches un peu différentes, schisteuses et noirâtres également, argileuses et siliceuses, mais qui font effervescence avec les acides. On les voit affleurer au niveau de la rivière, elles supportent directement des calcaires dolomitiques de couleur grisâtre ou gris blanchâtre qui mesurent au plus de $0^m,20$ à $0^m,30$ d'épaisseur et qui alternent avec des variétés plus argileuses qui se délitent en plaquettes. Le plongement du complexe se fait toujours à l'Est, l'angle oscille entre 10 et 20°. Si l'on tient compte des positions respectives qu'occupent ces divers affleurements, on peut conclure que les calcaires dolomitiques sont superposés aux véritables schistes argileux (ou alternent peut-être avec eux), mais que ces formations dans leur ensemble appartiennent au dévonien inférieur dont elles représentent peut-être le sommet.

§ 3. *Description du gisement de Verkne-Tschouwal.*

La mine de Verkne-Tschouwal se trouve en ligne droite à 250 mètres environ de la Wichéra; le minerai y a été exploité sur deux points différents que nous désignerons dans ce qui suivra par mine de l'Est et mine de l'Ouest (fig. 30). Une petite voie Decauville desservait ces deux mines; elle arrivait tout d'abord jusqu'à la mine de l'Ouest, puis s'engageait dans une longue tranchée plus ou moins sinueuse, mais orientée en moyenne Est-Ouest qui aboutit à une galerie d'une trentaine de

mètres de longueur faite en plein minerai. Cette tranchée permet d'observer aisément l'allure du minerai et ses relations avec les formations qui se trouvent à son

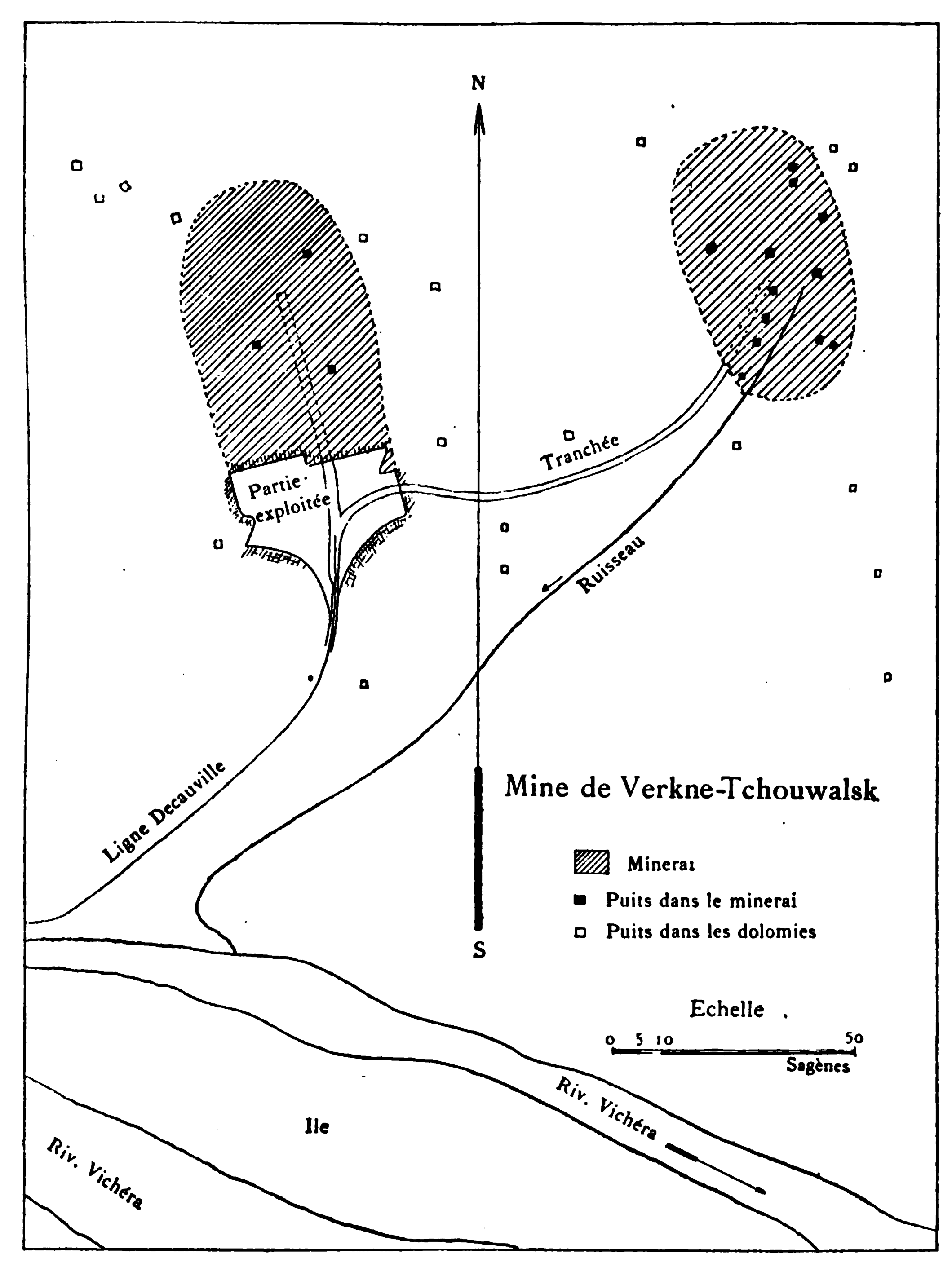


Fig. 30. — Plan de la mine de Verkne-Tchouwalsk.

mur. En effet, à l'entrée même de la galerie soit à l'extrémité Est de la tranchée, ce minerai apparaît en bancs compacts et parfaitement lités, qui mesurent de 0^{m},12 à 0^{m},30 de puissance. Depuis le seuil de la galerie, l'épaisseur totale de celui-ci est de 2^{m},8, les bancs sont encore recouverts par 0^{m},80 de terrain formé par des blocs anguleux du même minerai mêlés à de l'argile; ce terrain meuble paraît résulter d'un morcellement in situ du sol. Nulle part on ne peut observer le toit du minerai. En suivant la tranchée, on voit les couches minéralisées qui affleurent sur le bord Sud de celle-ci plonger régulièrement vers l'Ouest sous un angle de 14°; elles sont recouvertes d'argile mêlée à des blocs du même minerai. Au point où la direction de la tranchée subit un léger changement, on voit affleurer en contrebas un banc de dolomie plongeant de 12° vers l'Est; un peu plus loin ces mêmes dolomies se continuent sur une assez grande longueur, elles gardent tout d'abord un faible plongement vers l'Est, puis deviennent presque horizontales. Au bord Sud de la tranchée,

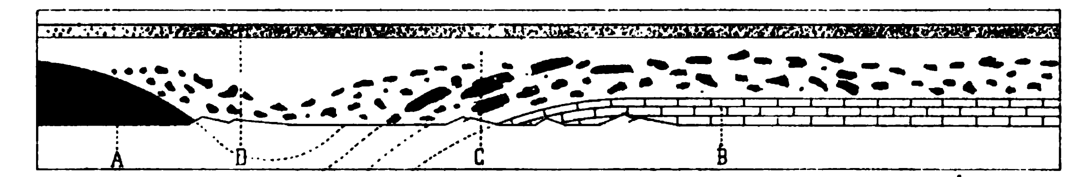


Fig. 31. — Profil de la tranchée.
A = Minerai. — B = Dolomies. — C = Argile. — D = Terrain superficiel.

on peut constater aisément qu'elles sont recouvertes par des couches concordantes de minerai lité qui, à quelques mètres de là, paraissent disloquées et percent localement au milieu de l'argile et des éboulis qui forment le talus; ces couches sont elles-mêmes surmontées d'une épaisseur de 0^{m}90 à 1^{m}30 de terrain meuble formé également d'argile et de blocs de magnétite. A quelques mètres de là les couches de minerai disparaissent et les dolomies qu'on voit affleurer en bancs horizontaux sur la pente du talus sont directement recouvertes par le terrain superficiel indiqué, les blocs de minerai dispersés dans l'argile y gardent cependant un certain alignement qui provient de la stratification première des couches morcelées. Plus à l'Ouest, le minerai lité disparait complètement; les dolomies d'abord horizontales, esquissent un faible plongement vers l'Ouest, puis cessent bientôt d'affleurer en bancs continus; le talus du bord Sud de la tranchée est alors formé d'argile mêlée à des blocs de minerai, cependant çà et là on remarque dans ce talus des bancs de dolomies en place qui percent au milieu de l'argile et montrent la continuité de la formation. La figure 31 sert à illustrer les observations relevées dans la partie Est de la tranchée. Celles-ci permettent de conclure que le minerai de Verkne-Tschouwal, régulièrement stratifié et lité, repose directement sur les dolomies qui en forment donc

le mur, tandis que le toit est toujours constitué par des terrains meubles formés d'argile contenant des blocs de minerai. Les couches minéralisées ne forment pas une nappe horizontale, mais sont au contraire plissées en synclinaux et en anticlinaux très plats. Dans les parties profondes des cuvettes synclinales, les bancs de minerai lité sont conservés, dans les parties plus élevées ou encore sur les têtes des anticlinaux ce minerai a été décapé ou a subi un morcellement in situ qui l'isole en blocs gisant pêle-mêle au milieu de l'argile.

Les observations qu'on peut faire sur le bord Nord de la tranchée sont identiques à celles qui précèdent. Tout près de l'entrée de la galerie et sur quelques mètres seulement, on voit affleurer sur le talus des couches de minerai qui se raccordent absolument avec celles situées vis-à-vis, mais rapidement ces couches disparaissent et les talus ne sont alors plus formés que par de l'argile contenant des blocs de minerai; cependant à l'endroit où les dolomies apparaissent au bord Sud de la tranchée, elles se retrouvent vis-à-vis sur le bord Nord de celles-ci et il est aisé de constater qu'elles y présentent un deuxième plongement de 10° du côté du Sud. Il est donc probable qu'à côté des ondulations habituelles dont les plis sont généralement orientés N. S. il existe d'autres rides orthogonales sur les premières. La figure 32 donne le profil transversal levé sur cette tranchée.

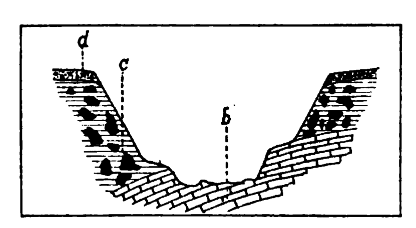


Fig. 32. — Profil transversal de la tranchée.
B = Dolomies. — C = Argile avec minerai. — D = Terrain superficiel.

Sur la mine de l'Ouest, les observations qu'on peut faire sont moins nettes; la partie Sud du gisement a déjà été exploitée, le minerai s'y montre sur une taille de 80 mètres environ, mais vu la nature des lieux, il est difficile d'observer son allure. On y voit bien des couches litées en place, mais les affleurements ont une faible épaisseur et sont masqués par des éboulis. Le minerai est toujours surmonté d'argile contenant des fragments de celui-ci, puis d'une couche de cailloutis alluviaux. Au milieu de la taille s'ouvre une tranchée dirigée à peu près N. S. qui mesure environ 70 m. de longueur et qui aboutit à un front de taille très étroit sur lequel on voit également le minerai en couches litées surmontées par de l'argile contenant des blocs de ce dernier; les couches plongent de 11° vers l'Est, les talus de la tranchée sont recouverts d'argile et d'éboulis, cependant à une quarantaine de mètres du front de taille on peut observer quelques affleurements de minerai en place au pied du talus; les couches plongent de 2° à 3° vers l'Ouest; un peu plus loin, et sur le bord Est cette fois, on peut remarquer une tête de couche de minerai en place qui plonge ici de quelques degrés vers l'Est. Sur cette mine il n'est pas possible de voir les rapports du minerai avec son mur, cependant par l'examen des

déblais des nombreux puits faits dans le voisinage, la superposition directe de ce minerai aux dolomies ne fait aucun doute. Les plongements relevés sur la tranchée semblent indiquer qu'elle suit l'axe d'un anticlinal très plat et secondaire que formerait le minerai.

Les dolomies qui supportent le minerai sont toujours fétides, l'épaisseur des bancs dépasse rarement 0m30, elles sont souvent schisteuses et sur les haldes comme le long des tranchées on peut observer toute une série de variétés qui vont depuis de véritables schistes dolomitiques, jusqu'à des roches gris-bleuâtre à grain fin, compactes, toujours plus ou moins siliceuses et argileuses, souvent mouchetées et qui paraissent fréquemment légèrement talqueuses. Lorsque ces roches ont été exposées longtemps à la pluie, l'eau enlève les parties dolomitiques plus tendres et laisse celles talqueuses ou siliceuses qui forment alors saillie; il en résulte que les surfaces de ces dolomies qui se trouvent en contact avec les agents atmosphériques se couvrent d'aspérités et prennent un aspect très caractéristique. Toutes ces dolomies se dissolvent dans les acides en laissant un notable résidu et dégagent une forte odeur bitumineuse. Si on prend en considération la petite distance qui sépare la mine des berges de la rive gauche de la Wichéra et aussi la faible inclinaison des roches qui affleurent le long de ces berges, il paraît évident que les dolomies fétides qui supportent le minerai sont supérieures à ce dernier, ce qui nous conduit à la stratigraphie suivante :

1. A la base : schistes argileux et siliceux noirs du D^1.
2. Schistes argilo-calcaires ou dolomitiques, alternant avec des bancs calcareo-dolomitiques de faible épaisseur.
3. Dolomies bitumineuses formant le mur de minerai.
4. Minerai lité de Verkne-Tschouwal.

Le niveau du minerai est donc précisé et selon qu'on place les dolomies bitumineuses dans le D^1 ou le D^2, on peut dire que celui-ci se trouve au sommet de la série du dévonien inférieur ou à la base du dévonien moyen, l'absence de fossiles dans les dolomies ne permet pas une détermination plus exacte.

§ 4. *Caractères du minerai et composition chimique.*

Le minerai de Verkne-Tschouwal est toujours dur et compact, le grain en est fin, la couleur gris-noirâtre, rougeâtre ou encore souvent violacée; il paraît fréquemment moucheté. L'épaisseur des bancs varie de 0m10 à 0m60; tantôt les couches

sont directement superposées, tantôt elles sont séparées par de minces intercalations argilo-ocreuses, le minerai lui-même est parfois ocreux et terreux.

Nous avons examiné au microscope un grand nombre de coupes des différentes variétés de ce minerai et observé ce qui suit : En principe le minerai est toujours une quartzite formée par des petits grains de quartz polyédriques qui sont directement pressés les uns contre les autres et forment une véritable mosaïque. Dans les types pauvres en fer, on trouve disséminés parmi les grains de quartz, de très nombreux octaèdres de magnétite, dont la dimension est toujours supérieure à celle de ces grains. Dans les variétés plus riches, ces octaèdres s'agrègent pour donner naissance à des amas distribués irrégulièrement, ou au contraire alignés en traînées au milieu du quartz. Souvent alors la magnétite est accompagnée d'oligiste en grains et plages rougeâtres et translucides, qui frangent volontiers le fer oxydulé et lui constituent localement une sorte d'auréole ; cet oligiste est d'ailleurs très inférieur à la magnétite au point de vue quantitatif, plus le minerai devient riche, plus il diminue au profit de celle-ci. Dans les variétés qui forment le minerai traitable, les plages de magnétite deviennent très nombreuses et forment le fond de la roche, elles sont alors très rapprochées ou se touchent directement en laissant des cryptes remplies par du quartz polyédrique mêlé à une fine poussière d'éléments ferrugineux (fig. 33). En même temps on remarque la présence d'une superbe *amphibole* très polychroïque, en cristaux assez volumineux et abondants, qui constitue une variété tout à fait nouvelle à laquelle nous avons donné le nom de *Tschernichéwite*, ses caractères sont les suivants : Les cristaux fortement allongés selon l'axe prismatique mesurent jusqu'à 15 millimètres, ils présentent les combinaisons $m = (110)$ et $g' = (010)$, quelquefois on observe également $h^1 = (100)$ mais plus rarement. Ils ne sont jamais terminés et ne semblent pas mâclés. Les clivages $m = (110)$ sont nets et sur la section perpendiculaire à n_p se coupent sous un angle de 126° à 127°. Le polychroïsme extraordinairement intense de cette amphibole joint à sa forte dispersion en rendent l'étude difficile de sorte que les propriétés optiques que nous avons déterminées sont forcément incomplètes, elles suffisent cependant amplement pour caractériser l'espèce comme nouvelle.

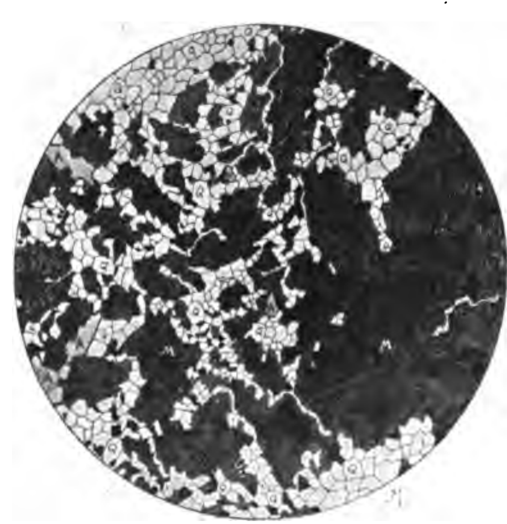


Fig. 33. — Coupe du minerai de Verkne-Tschouwal. Chambre claire. Lumière naturelle. — M = Magnétite. — A = Quartz.

L'allongement des cristaux est négatif; le plan des axes optiques est perpendiculaire à $g^1 = (010)$; sur les sections normales à n_p, la trace du plan des axes passe en effet dans l'angle aigu des clivages $m = (110)$. Sur $g^1 = (010)$ n_p s'éteint à 4° de l'arête h^1 g^1 sans qu'il soit cependant possible de préciser le sens de l'extinction. La bissectrice aiguë paraît être n_g mais l'angle 2 V étant voisin de 90° il est difficile d'être affirmatif, surtout avec la forte dispersion des axes optiques observée; il est probable cependant que le signe est réellement positif et nous nous basons pour cette appréciation sur l'allure des hyperboles dans le champ, ainsi que sur les valeurs comparées des biréfringences des sections perpendiculaires aux deux bissectrices. La dispersion est très forte; celle des axes paraît se faire dans le sens $\rho < V$. L'intensité de l'absorption n'a pas permis de mesurer les trois indices par la réflexion totale, l'indice n_m n'est en tout cas pas inférieur à 1,65; quant aux biréfringences qui sont faibles, de nombreux essais faits sur des plaques normales aux deux bissectrices n'ont pas fourni des résultats suffisamment concordants pour inspirer confiance; par contre sur la section $n_g - n_p$ nous avons à plusieurs reprises trouvé le chiffre de 0,0115, que nous considérerons comme très voisin de la réalité. Quant au polychroïsme toujours excessivement intense, il est comme suit :



Fig. 34. — Coupe du minerai de Verkne-Tschouwal. — A = Tschernichéwite. — B = Magnétite. — Q = Quartz.

n_g = violet foncé.

n_m = bleu verdâtre très intense. n_p = jaune verdâtre très pâle.

Cette amphibole est sodifère et très riche en fer, nous n'en avons pu obtenir suffisamment pour en faire l'analyse quantitative, elle est d'ailleurs très difficile à isoler à l'état pur, car certains cristaux sont littéralement criblés d'inclusions de magnétite. Nous n'avons rencontré la Tschernichéwite que dans le minerai riche (fig. 34), dans les quartzites pauvres en magnétite elle paraît faire défaut; les cristaux sont généralement disposés dans les cryptes au milieu des grains de quartz; dans certaines variétés ils sont assez abondants; nous avons observé sur divers spécimens une tendance ou groupement fibroradié.

La composition chimique du minerai de Verkne-Tschouwal est donnée par l'analyse suivante, qui nous a été communiquée par la direction des usines.

Analyse du minerai de Verkne-Tschouwal.

SiO_2	=	42,30
Al_2O_3	=	2,00
Fe_2O_3	=	39,77
FeO	=	12,96
CaO	=	0,50
MgO	=	0,49
MnO	=	0,11
SO_3	=	0,17
P_2O_5	=	0,05
Perte au feu	=	1,15
		99,50

L'analyse a été faite sur un échantillon moyen pris sans triage dans un gros tas de minerai.

§ 5. *Extension du niveau minéralisé.*

L'extension du niveau minéralisé ne peut être établie que par des recherches, car nulle part en dehors des berges de la Wichéra, on ne voit d'affleurements, toute la contrée étant couverte par la forêt. Il existe à Verkne-Tschouwal un grand nombre de puits et de sondages faits à des époques fort différentes, mais comme nous n'avons pas eu en mains les journaux de recherches, nous avons dû nous en tenir aux indications générales fournies par des personnes ayant assisté en partie à ces recherches, et aussi à l'examen des déblais des anciens puits. Du côté de l'Est, à une soixantaine de mètres de l'entrée de la galerie, ces puits ont rencontré des dolomies et des calcaires dolomitiques, puis quelquefois aussi de l'argile avec des cailloux de minerai. Au Nord, les sondages indiquent la présence des mêmes dolomies, qui, sur la mine de l'Ouest, se trouvent à une distance de 50 à 60 mètres de l'extrémité septentrionale de la tranchée. Vers l'Ouest les dolomies et schistes dolomitiques ont été rencontrés par des puits placés de 50 à 80 mètres de l'extrémité septentrionale de la tranchée ; il en est de même au Sud de la partie exploitée sur la mine de l'Ouest et de la grande tranchée donnant accès à celle de l'Est. Si donc on s'en tient aux résultats de ces recherches, le gisement de Verkne-Tschouwal serait circonscrit par des dolomies sur lesquelles il formerait un placage local. Ce revêtement n'est d'ailleurs pas continu de la mine de l'Est à celle de l'Ouest car des puits faits entre ces deux mines ont rencontré les dolomies en place après

avoir en certains endroits traversé une couche de terrain meuble contenant des fragments de minerai. Les deux mines forment donc deux cuvettes lenticulaires isolées entourées par les dolomies. Les contours exacts de ces cuvettes ainsi que leur étendue ne sauraient être précisés les travaux de recherches effectués étant encore insuffisants pour cela. Cette localisation du minerai n'a d'ailleurs rien de surprenant après ce qui a été dit, l'érosion a en effet nivelé toute la région qui forme la rive gauche de la Wichéra et le minerai étant, comme nous l'avons vu, plissé avec les dolomies en synclinaux et anticlinaux assez plats, se conservera évidemment dans les cuvettes synclinales tandis qu'il disparaîtra sur les anticlinaux. Les dolomies qui séparent les deux mines de l'Est et de l'Ouest sont certainement le reste d'un de ces bombements anticlinaux dont la couverture minéralisée a disparu ; le croquis (fig. 35) montre cette disposition.

Le minerai de Verkne-Tschouwal formant, comme nous l'avons vu, un niveau quartziteux minéralisé dans le dévonien, on peut logiquement supposer que le gise-

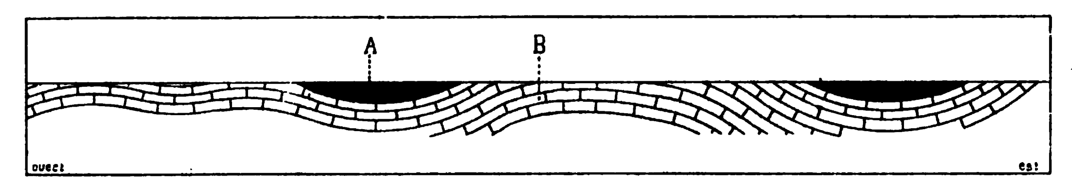


Fig. 35. — Profil à travers les deux gisements de l'Est et de l'Ouest.
A = Minerai. — B = Dolomies.

ment connu n'est pas seul de son espèce dans la région. Rien en effet n'autorise à supposer que les quartzites minéralisées sont un accident local, dans ces conditions le minerai doit se rencontrer nécessairement sur d'autres points, à moins que les axes des plis ne se soient brusquement relevés ou au contraire abaissés ; dans le premier cas l'érosion aurait fait disparaître le minerai et peut-être aussi son soubassement de dolomies, dans le second il serait encore recouvert par les couches hypothétiques qui en forment le toit et qui seraient enfoncées sous l'argile et les cailloutis contemporains. Or, des puits faits à une petite distance au Nord du gisement de Verkne-Tschouwal ont en effet montré l'existence de deux petits îlots de minerai recouverts d'une épaisse couche d'argile et de galets. Partout ailleurs, d'après les renseignements qui nous ont été données, les puits n'ont rencontré que des dolomies après avoir traversé une épaisse couche d'argile. Très souvent ces puits ne sont pas arrivés sur la roche en place et ont été arrêtés dans l'argile dont l'épaisseur était considérable; la question posée n'est donc pas résolue. Nous avons également fait exécuter une batterie de 6 puits espacés les uns des autres de 200 mètres et disposés sur une ligne orientée Est Ouest qui partait de l'entrée de la galerie de la mine de l'Est.

Le premier de ces puits après avoir traversé 5 mètres d'argile, a rencontré la roche en place, *formée par des quartzites blanches avec quelques taches ocreuses* et des mouchetages ferrugineux. Le deuxième puits a trouvé des roches analogues; les autres sont restés dans l'argile plastique.

Il résulte de ces recherches que sur plus de 400 mètres de distance à l'Est de l'entrée de la galerie, on trouve des quartzites; comme celles-ci appartiennent très certainement au niveau à minerai, ce dernier n'est donc pas un accident local. L'absence de minéralisation dans ces quartzites peut s'expliquer de deux manières. Ou bien celles-ci sont supérieures et représentent le toit stérile du minerai qui doit nécessairement se trouver au-dessous, ou bien elles forment l'horizon à minerai lui-même, et la magnétite est alors sporadique dans cette formation.

§ 6. *Description du gisement de Nijne-Tschouwal.*

Ce gisement se trouve à quelques kilomètres au Sud-Est de celui de Verkne-Tschouwal, au pied même de la montagne de Tschouwal; il est distant de 3 kilomètres environ de la Wichéra et suit sensiblement la direction de la chaîne. La majorité des travaux faits à Nijne-Tschouwal étant souterrains, et les puits et galeries étant inondés, nos observations se sont bornées à l'examen des déblais des haldes et des rares points sur lesquels il existe des travaux à ciel ouvert. La mine se compose de deux gîtes distincts, celui du Nord et celui du Sud. Le gîte du Sud, le plus anciennement connu, se trouve au pied même de la montagne; il est dirigé à peu près Nord-Sud. A l'origine le minerai n'y affleurait que sur quelques points seulement, il est recouvert d'une couche d'argile et de cailloutis qui atteint de 4 à 5 mètres. Les cailloux sont exclusivement des schistes verts éboulés au flanc Ouest du Tschouwal. Le gisement lui-même a été étudié par une série de puits alignés sur des batteries transversales à sa direction; ces puits ont, dans la plupart des cas, traversé le minerai de part en part, ils sont accompagnés d'un réseau de galeries. Le contour du gisement est vaguement elliptique; celui-ci affecte une disposition lenticulaire, il s'amincit en effet sur les bords Est et Ouest. Le toit de ce minerai est invariablement formé par de l'argile grasse, rougeâtre et plastique, qui contient de nombreux fragments de quartzites blanches qui semblent provenir d'un morcellement in situ. Il paraît évident ici que ce sont les couches litées de ces quartzites qui ont dû primitivement former le toit du minerai; on ne saurait en effet supposer qu'elles sont un matériel apporté d'ailleurs, car ces roches font défaut dans les parois voisines du Tschouwal, comme aussi dans le voisinage plus ou moins immédiat du gîte. Nous n'avons d'ailleurs jamais trouvé d'autres roches dans les déblais

des puits, et cette observation concorde exactement avec les renseignements qui nous ont été donnés par les personnes qui ont dirigé les recherches. L'examen de ces quartzites nous a permis de nous convaincre qu'elles sont pétrographiquement identiques avec celles que nous avons rencontrées dans nos puits à Verkne-Tschouwal; ces roches sont d'ailleurs tellement typiques qu'elles se reconnaissent au premier coup d'œil. Elles sont friables, blanches, parfois caverneuses, se brisent facilement, et sont formées par des parties qui sont hyalines et d'autres saccharoïdes.

Presque tous les échantillons renferment des mouchetages de pyrite toujours oxydée et remplacée par des amas ocreux de forme cubique.

Le minerai qu'on trouve sous l'argile qui contient les blocs de quartzite est rarement stratifié; sur quelques points seulement on peut voir des régions où il est encore régulièrement lité; partout ailleurs il est morcelé et brisé sur place et l'ar-

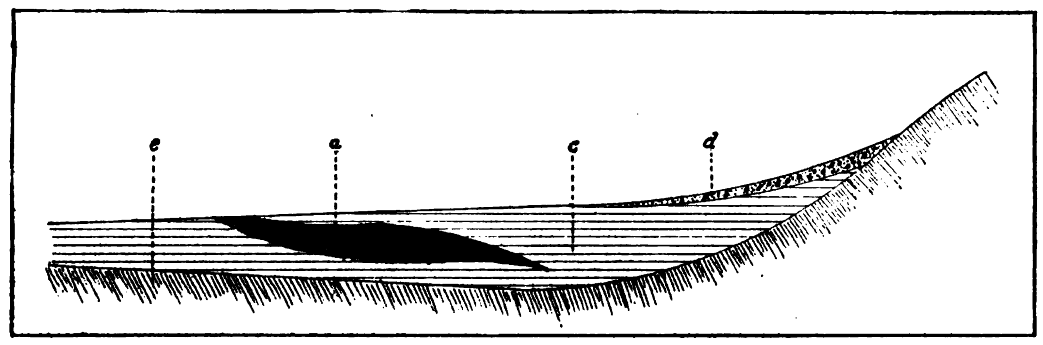


Fig. 36. — Coupe à travers le gisement de Nijne-Tschouwal.
A = Minerai. — E = Schistes verts métamorphiques. — C = Argile. — D = Terrain superficiel.

gile du toit s'infiltre alors dans les cassures qui séparent les blocs. Les travaux souterrains ont montré que le plongement des couches minéralisées se fait régulièrement vers l'Est; il est en moyenne de 10° seulement, mais sur le bord Est de la lentille il s'accentue et atteint 30°. Ce dernier fait laisserait supposer que ce minerai s'enfonce sous le flanc Ouest du Tschouwal où il serait alors recouvert par les schistes cristallins qui forment cette montagne, mais il n'en est rien, car des puits profonds faits plus à l'Est n'ont plus rencontré le minerai et un travers banc partant du fond d'un puits situé sur le bord Est de la mine et qui avait traversé toute l'épaisseur du minerai a rencontré des schistes quartziteux blanc-grisâtres appartenant à un niveau géologique sur lequel nous ne sommes point encore fixés. Il est d'ailleurs évident que le plongement du minerai vers l'Est est moins brusque que celui des schistes verts du Tschouwal qui forment sans doute son soubassement à une certaine profondeur. Ces schistes se retrouvent à une petite distance du bord Ouest de la mine, près des baraquements; c'est ce que l'on peut constater sur les déblais de plusieurs puits faits en cet endroit.

Quant au mur du minerai, il est formé par une argile blanchâtre parsemée de débris quartzeux; jamais on n'y a rencontré la roche en place dans les puits nombreux qui ont été faits sur la mine, les dolomies qui notamment forment le mur du minerai à Verkne-Tschouwal sont inconnues à Nijne-Tschouwal; il convient cependant d'ajouter que ces puits ont toujours été arrêtés à leur rencontre avec le mur argileux et n'ont pas pénétré plus loin dans cette formation. La figure 36 donne la disposition du gîte de Nijne-Tschouwal.

Le gisement du Nord a été découvert en 1899 par des sondages; il était également sous l'argile et les cailloutis; actuellement il a été dépouillé de cette couverture de sorte que le minerai peut être présentement exploité à ciel ouvert. Les relations de ce minerai avec les formations qui en constituent le toit et le mur sont absolument identiques à celles relevées sur le gîte du Sud, mais le minerai est encore plus morcelé et toujours mêlé à de l'argile.

§ 7. *Caractère du minerai et composition chimique.*

Le minerai de Nijne-Tschouwal est absolument identique à celui de Verkne-Tschouwal. C'est comme lui une quartzite imprégnée à des degrés divers de magnétite et d'oligiste. Là où la stratification des bancs est encore visible, les lits sont séparés par des minces intercalations ocreuses et argileuses, souvent le minerai devient lui-même ocreux ou limonitique, mais toujours par suite d'une altération posthume; il paraît en moyenne plus riche en fer total et aussi en oligiste que celui de Verkne-Tschouwal, comme le montre l'analyse suivante qui nous a été communiquée par la direction des usines de la Wichéra.

Analyse du minerai de Nijne-Tschouwal.

SiO_2	=	10,30
Al_2O_3	=	1,50
Fe_2O_3	=	68,37
FeO	=	17,10
MnO	=	0,26
CaO	=	0,30
MgO	=	1,88
SO_3	=	0,02
P_2O_5	=	0,03
Perte au feu	=	0,65
Total	=	100,41

L'analyse a été faite sur une prise qui représente la composition moyenne du minerai.

Nous avons, sur la base de cette analyse, calculé les proportions relatives de magnétite et d'oligiste qui sont associées dans les deux minerais de Verkne et de Nijne-Tschouwal, et trouvé les résultats suivants :

	Minerai de Verkne-Tschouwal :	Minerai de Nijne-Tschouwal :
Magnétite	41,75	55,1
Oligiste	10,97	30,37

On voit d'ailleurs que le minerai de Nijne-Tschouwal est beaucoup plus riche en oligiste que celui de Verkne-Tschouwal ; il agit aussi plus faiblement sur l'aiguille aimantée.

§ 8. *Conclusions relatives aux gîtes de Verkne et de Nijne-Tschouwal.*

Il résulte de l'exposé qui précède que les gîtes de Nijne et de Verkne-Tschouwal sont semblables et se présentent, à la richesse près du minerai, dans des conditions identiques. Les quartzites blanches mouchetées de pyrite trouvées par nos puits à Verkne-Tschouwal et qui sont évidemment un passage latéral du minerai ou peut-être son toit, se rencontrent également à Nijne-Tschouwal avec des caractères identiques, mais ici en blocs mêlés à de l'argile, au toit même du minerai. Sans doute les dolomies fétides qui, à Verkne-Tschouwal, forment le mur, n'ont jamais été observées à Nijne-Tschouwal ; dans cette dernière localité les puits qui ont traversé le minerai, comme aussi ceux restés dans le stérile, ont toujours rencontré une argile talqueuse chargée de débris de schistes quartziteux, le soubassement du minerai est donc ici différent ; toutefois les innombrables batteries de puits que nous avons faites sur toute l'étendue du synclinal de la Wichéra ayant démontré que les formations du dévonien sont souvent transgressives sur les schistes verts, l'absence de dolomies ou de schistes argilo-calcaires au mur se trouve ainsi aisément expliqué. Si en effet ce sont les schistes quartziteux trouvés dans l'argile et sous le minerai qui forment réellement ce mur, et si ceux-ci sont de plus rattachables aux schistes métamorphiques développés dans la montagne de Tschouwal, le gîte de Nijne-Tschouwal apparaît alors comme le reste d'un lambeau

dévonien d'épaisseur réduite, qui est transgressif sur les schistes verts qui l'environnent de toutes parts; la présence de ces schistes très redressés dans les puits qui sont à l'Ouest de la mine viendrait corroborer cette manière de voir. L'épaisseur des couches minéralisées est, à Nijne-Tschouwal, en moyenne bien supérieure à celle qu'on observe à Verkne-Tschouwal, mais ce fait ne présente rien qui soit anormal, car il est incontestable que dans cette dernière localité, le minerai n'a plus aujourd'hui son épaisseur initiale, une bonne partie de ce dernier ayant été enlevée par l'érosion. Il faut ajouter qu'à Nijne-Tschouwal, les quartzites caverneuses sont nettement au toit du minerai, fait qui semble indiquer qu'à Verkne-Tschouwal elles ne sont point un passage latéral de celui-ci.

Toute la région comprise entre Verkne et Nijne-Tschouwal a fait l'objet de nombreux sondages; ceux-ci ont presque toujours rencontré une épaisse couche d'argile qui, à une certaine profondeur, renfermait fréquemment des débris de quartzites blanches mouchetées de pyrite. Ces puits n'ont malheureusement pas été poussés plus profondément, mais les résultats qu'ils ont fournis suffisent pour établir que l'horizon quartziteux n'est point local mais au contraire relativement étendu, et très probablement continu entre les deux mines. La question de savoir s'il y est ou non minéralisé ne paraît pas tranchée par les travaux actuels.

CHAPITRE VIII

Les gisements de fer de la Wichéra. Le Joubrechkine-Kamen et la mine de Choudia.

§ 1. La région située entre la Wichéra et le Joubrechkine. — § 2. Structure géologique du Joubrechkine. — § 3. Le gabbro, caractères microscopiques et composition chimique. — § 4. Le minerai de fer, structure microscopique et composition chimique. — § 5. Relations entre le gabbro et le minerai de fer. — § 6. Structure géologique de la mine de Choudia. — § 7. Description du gisement de Choudia. — § 8. Caractères et composition chimique du minerai.

§ 1. *La région située entre la Wichéra et le Joubrechkine.*

Le Joubrechkine-Kamen se trouve à une dizaine de kilomètres à l'Est du confluent de la Wichéra avec la rivière Violce, il est visible de fort loin et constitue une crête rocheuse et dénudée dirigée sensiblement Nord-Sud, dont la hauteur au point culminant dépasse 850 mètres. On peut s'y rendre aisément en suivant la petite ligne de chemin de fer à voie étroite qui va des usines du Violce à la mine de Choudia et qui coupe presque normalement les formations dévoniennes du synclinal de la Wichéra. En suivant la voie on peut voir nettement les rapports des schistes verts métamorphiques avec ce dévonien. Jusqu'à la quatrième verste comptée depuis le confluent du Violce, on observe une série d'affleurements de dolomies du dévonien moyen D^2. Celles-ci toujours cristallines, sont grenues blanchâtres et bitumineuses; à la quatrième verste elles forment des grandes dalles dirigées N. 35° E. avec plongement de 80° vers l'Est-Sud-Est. Plus loin, à la distance de six verstes et deux cents sagènes, les mêmes dolomies réapparaissent mais plongent cette fois de 60° au N.-E.; entre la quatrième et sixième verste les affleurements font défaut, mais les talus sont formés d'argile mêlée à des blocs des mêmes dolomies. A la septième verste les dolomies en place affleurent à nouveau sur 150 sagènes environ, puis les affleurements cessent et sur les talus on trouve à partir de là des débris des mêmes roches mêlés à des blocs de schistes verts. A mi-distance entre la septième et la huitième verste, on voit apparaître des

petits affleurements de roches schisteuses verdâtres, dirigées N. 36° E. et plongeant de 50° vers le S.-E., qui alternent avec des petits bancs grisâtres de 0,30 d'épaisseur au plus d'une roche calcaire ou dolomitique, qui fait effervescence aux acides. Plus loin ces affleurements disparaissent et on ne trouve plus le long des talus que des débris de schistes verts bien caractérisés comme tels. Un peu au delà de la huitième verste, la ligne coupe la base d'une crête rocheuse qui flanque le Joubrechkine vers l'Ouest et qui représente le prolongement septentrional de celle que nous verrons tout à l'heure encaisser la rive gauche de la Choudia. Les affleurements qui sont nombreux sur cette crête, sont formés par des schistes verts métamorphiques toujours plus ou moins micacés et souvent froissés par des plissottements secondaires; leur direction est N. 15° E. leur plongement se fait toujours vers l'Est. Ces roches se continuent jusqu'à la neuvième verste sur le flanc oriental de cette crête et se retrouvent encore au confluent même de la rivière Choudia.

Ces observations montrent que sur le flanc Ouest du Joubrechkine, les dolomies du dévonien moyen D^2 du synclinal de la Wichéra entrent directement en contact avec les schistes verts métamorphiques, le dévonien inférieur D^1 paraît supprimé ici et la transgressivité des dolomies sur les schistes est au premier chef évidente. Nous avons remonté également le cours du Violce en pirogue et constaté que sur les deux rives on ne voit nulle part affleurer les formations du dévonien inférieur.

§ 2. *Structure géologique du Joubrechkine.*

Pour étudier la structure du Joubrechkine nous y avons fait de nombreuses excursions. Nous avons tout d'abord exploré l'extrémité Sud de la montagne. Pour cela, à partir du confluent de la rivière Choudia, nous avons remonté le cours du Violce sur une longueur de 6 kilomètres environ; cette rivière coupe en effet transversalement le Joubrechkine et coule dans une cluse qui le sépare du Tschalping-Kamen son prolongement naturel vers le Sud. A quatre cents mètres environ en amont du confluent de Choudia, on voit affleurer sur la rive droite une série de roches calcaires ou dolomitiques, toujours plus ou moins siliceuses, qui plongent à l'Est de 45° environ; ces roches se continuent sur une longueur de 750 mètres, elles forment le contrefort peu élevé et couvert de forêt brûlée qui se trouve entre le Joubrechkine et la crête rocheuse qui encaisse la rive gauche de Choudia. Un peu plus en amont, on observe, toujours sur la même rive, une série de gros affleurements rocheux séparés des précédents par un petit ravin.

Ils sont constitués par des calcaires légèrement violacés, puis par des calcaires blancs, cristallins, très compacts, qui sont de véritables marbres et qui plongent de 70° vers l'Est. En continuant à remonter le cours de la rivière on voit que ces marbres font place à des schistes verts d'apparence talqueuse ou porcelainée, qui forment une crête haute de 330 mètres environ et sur laquelle on peut observer de nombreux pitons rocheux ; plus en amont, on pénètre alors dans les formations mêmes qui constituent la base du Joubrechkine et du Tschalping-Kamen et qui affleurent principalement sur la rive gauche du Violce. Celles-ci sont représentées par des schistes verts assez uniformes dirigés généralement N.-S. ou mieux N. 10° E. et qui plongent toujours vers l'Est. Toute la base du flanc Nord du Tschalping-Kamen est formée par ces schistes, par contre sur le flanc Sud du Joubrechkine nous avons, tout près de la sortie de la cluse, trouvé sur les pentes des éboulis formés par des blocs de gabbro qui paraissaient provenir de plus haut. Après avoir gravi ces pentes, nous sommes arrivés sur une grosse arête rocheuse faisant saillie au milieu de ces éboulis, celle-ci est encore constituée par les schistes verts plongeant E. 60°, mais tout près de là on constate la présence d'un gros dyke de gabbro dans ces schistes ; c'est ce gabbro qui est la source des blocs de cette roche trouvés plus bas dans les éboulis. Il est certain que l'extrémité Sud du Joubrechkine n'est pas formée par du gabbro massif, mais bien par des schistes verts dans lesquels ce gabbro forme des dykes intrusifs ; il en est de même pour le flanc Nord du Tschalping, le gabbro massif n'apparait en effet qu'au sommet de cette montagne.

Nous avons ensuite exploré tout le flanc Ouest de la crête du Joubrechkine et fait à plusieurs reprises l'ascension de cette montagne. Pour cela nous avons suivi le chemin orienté à peu près N.-S. qui mène aux anciennes casernes, puis avons remonté le lit du petit ruisseau qui passe sur l'emplacement où se trouvent les constructions, pour arriver sur les travaux qui ont été faits à flanc de coteau sur la montagne. Sur le chemin, à une petite distance du pont fait sur le Violce, on trouve tout d'abord une série d'affleurements de schistes verts plongeant E. 60° et alignés à peu près N.-S. A cinq cents mètres plus loin, et à une centaine de mètres à l'Est du chemin, on croise deux gros rochers de calcaire cristallin blanc, lité et très laminé ; les couches en sont fortement redressées et dirigées N.-S. comme celles des schistes ; ces mêmes roches sont plus loin recoupées encore une fois par le chemin, elles paraissent se continuer vers le Nord avec une disposition analogue. Les calcaires cristallins sont identiques à ceux qui affleurent sur le Violce, mais la bande s'amincit sans doute vers le Nord, car nous avons en effet trouvé les schistes verts immédiatement à l'Est des affleurements précités. De là, jusqu'au pied du Joubrechkine on ne rencontre plus de roches en place. Les pentes du flanc

Ouest de la montagne sont entièrement recouvertes par des blocs anguleux de gabbros qui appartiennent aux types en apparence les plus différents. On trouve en effet pêle-mêle des roches grossièrement grenues, avec d'autres à grain fin ou encore ophitiques, des variétés mésocrates avec d'autres mélanocrates, des variétés compactes avec d'autres qui sont schisteuses. Le type dominant paraît cependant être une roche à grain moyen, de couleur verdâtre, dans laquelle l'élément noir prédomine sur le feldspath. La roche en place n'est visible que sur les points où l'on a fait des recherches après avoir déblayé le terrain superficiel. Ces différentes attaques s'échelonnent de la base jusqu'au sommet de la montagne; comme partout elles n'ont rencontré que du gabbro, il faut en conclure que le Joubrechkine tout entier est formé par cette roche. Au sommet même il existe une assez large tranchée qui a mis à nu le gabbro sur une certaine étendue. La roche éruptive y présente un clivage qui la découpe en bancs plus ou moins parallèles, ce clivage est orienté O. 30° N. Nous avons parcouru le Joubrechkine en tous sens depuis le sommet et avons notamment cheminé fort loin sur la crête, partout nous avons observé les mêmes gabbros accompagnés il est vrai de variétés schisteuses dont l'origine est sans doute dynamo-métamorphique. Vers l'Est, la gabbro entre en contact avec les schistes verts; vers le Nord la largeur de l'affleurement diminue, nous ne pourrions affirmer si celui-ci est interrompu de ce côté ou si au contraire le gabbro forme une traînée continue jusqu'au Propaschii-Kamen qui est constitué par la même roche.

L'âge des calcaires qui flanquent les schistes développés au flanc Ouest du Joubrechkine nous a beaucoup préoccupés; nous avons pensé tout d'abord qu'il fallait placer ces calcaires dans le dévonien moyen D^2 qui, en cet endroit, aurait formé un synclinal pincé dans les schistes verts; l'aspect cristallin de ces calcaires aurait été attribuable au dynamo-métamorphisme. Cette manière de voir était appuyée par le fait que sur le Violce, comme aussi sur la rivière Choudia où l'on trouve les mêmes roches, nous avions observé certains facies bréchiformes de ces calcaires qui renfermaient des schistes verts; nous avons cependant dû l'abandonner complètement à la suite de nos recherches sur la mine de Choudia, celles-ci ayant clairement démontré, comme on le verra plus loin, que les calcaires sont interstratifiés aux schistes verts et nettement inférieurs à certains horizons de ces derniers. Nous les considérons présentement comme l'équivalent des calcaires cristallins souvent plus ou moins talqueux ou micacés, qu'on rencontre, en d'autres localités de l'Oural, intercalés dans l'horizon des schistes métamorphiques supérieurs aux quartzites et conglomérats cristallins.

En somme, la structure géologique du Joubrechkine est fort simple; c'est une boutonnière de gabbro massif qui perce au milieu des schistes cristallins avec

lesquelles la roche éruptive entre en contact sur toute la périphérie de l'affleurement. L'axe de cette boutonnière est dirigé N.-S., il coïncide avec une ligne anticlinale et avec la direction générale des plis de la région.

§ 3. *Le gabbro, caractères microscopiques et composition chimique.*

Toutes les variétés de gabbro qu'on rencontre au Joubrechkine sont profondément altérées. Le pyroxène a totalement disparu; il est généralement remplacé par de la hornblende qui est le produit de son ouralitisation. Cette *hornblende* est presque incolore, elle se présente en cristaux allongés et informes ou en amas parfois plus ou moins fibreux. Les clivages $m = (110)$ existent mais sont peu nets; les contours géométriques manquent généralement. L'allongement des cristaux est positif; sur $g^1 = (010)$ n_g s'éteint en moyenne à 17°; la bissectrice aiguë est négative, l'angle des axes 2 V est voisine de 90°. Les trois biréfringences principales mesurées au compensateur sont : $n_g - n_p = 0{,}025$, $n_g - n_m = 0{,}0108$, $n_m - n_p = 0{,}0132$. Le polychroïsme est à peine perceptible, n_g = vert très pâle, n_m et n_p presque incolores. La hornblende est toujours très abondante, ses cristaux sont parfois de grande taille.

Le *leucoxène* est assez abondant également; il entoure généralement la magnétite dont il existe toujours quelques grains dans chaque coupe, mais se trouve aussi à l'état de plages isolées; il est de couleur grisâtre en lumière naturelle et souvent localisé sur tel ou tel point de la préparation examinée.

Les *feldspaths* ont complètement disparu et sont remplacés par des amas kaoliniques mêlés à des petites plages d'épidote et à des grains polyédriques de quartz.

La structure devait à l'origine être parfaitement grenue et l'élément noir légèrement prédominant sur le feldspath.

Les variétés schisteuses sont principalement composées d'amphibole et de magnétite. Sous le microscope la hornblende forme le canevas principal, elle est disposée en rubans qui sont plus ou moins parallèles et soulignés par des traînées de magnétite provenant certainement de l'écrasement et de l'étirement de plages préexistantes de ce minéral. Les cristaux de hornblende sont informes et parfois disposés en fuseaux, ils proviennent eux aussi de l'étirement et du morcellement de cristaux primitivement plus grands. Cette amphibole est beaucoup plus colorée que celle du gabbro ordinaire, elle est aussi plus polychroïque : n_g = vert légèrement bleuâtre, n_m = vert, n_p = jaunâtre très pâle. Toute trace de pyroxène ou de feldspath a complètement disparu, mais on trouve çà et là au milieu de l'amphibole des

petits amas kaoliniques, ou encore des régions transparentes et incolores en lumière naturelle qui sont formées par des petits grains de quartz.

La composition chimique du gabbro du Joubrechkine est la suivante :

Analyse du gabbro du Joubrechkine.

SiO_2	=	49,97	
TiO_2	=	1,30	
Al_2O_3	=	13,50	
Fe_2O_3	=	3,55	16,30 Fe_2O_3
FeO	=	11,46	
MnO	=	traces	
CaO	=	10,63	
MgO	=	6,51	
K_2O	=	0,26	
Na_2O	=	2,78	
Perte au feu	=	1,60	
		101,56	

§ 4. *Le minerai de fer, structure microscopique et composition chimique.*

Parmi les blocs de gabbro disséminés à la surface du Joubrechkine on trouve aussi de nombreux fragments d'une roche très foncée, noirâtre, finement grenue et très dense, qui, à l'œil nu, paraît surchargée de magnétite, et qui constitue un véritable minerai. Cette roche se rencontre abondamment sur tout le flanc Ouest du Joubrechkine, nous l'avons également retrouvée assez loin vers le Nord sur la crête de la montagne.

Sous le microscope, l'élément constitutif principal de cette roche est la *magnétite.* Ce minéral s'y présente en grains homogènes et assez gros, ou encore en plages irrégulières ou vaguement octaédriques, mais souvent caverneuses à l'intérieur. Les grains qui sont plus ou moins nombreux, sont réunis par un véritable ciment formé par des aiguilles enchevêtrées de hornblende, associées à des cristaux informes et de plus grande taille du même élément (fig. 37). Cette hornblende diffère foncièrement de celle qu'on rencontre dans le gabbro ordinaire, elle est fortement colorée, polychroïque, et présente les propriétés suivantes : L'allongement prismatique est marqué et toujours positif, les clivages $m = (110)$ sont distincts, bien que souvent mal accusés ; les profils géométriques font toujours défaut. Le plan des axes optiques est parallèle à $g_1 = (010)$; sur cette face n_g s'éteint à 11°—12°. La bissectrice aiguë est négative, l'angle 2 V mesuré directement est de 48° 35°. Les trois biréfringences déterminées avec l'aide du compensateur ont les valeurs suivantes : $n_g - n_p = 0{,}026$, $n_g - n_m = 0{,}0033$, $n_m = n_p = 0{,}018$. Le

polychroïsme très intense est comme suit : n_g = vert bleuâtre foncé, n_m = vert jaunâtre, n_p = jaunâtre avec une pointe de rose. La hornblende est fréquemment froissée et déchirée par les actions dynamiques, ses extinctions sont alors onduleuses.

Toute trace de feldspath a complètement disparu dans cette roche mais on y trouve çà et là quelques amas kaoliniques disséminés parmi la hornblende qui, aux forts grossissements, se montrent parsemés d'une multitude de petits grains d'épidote. Chez certains spécimens riches en fer qui paraissent à l'œil nu formés par de la magnétite compacte, les cristaux de ce minéral se touchent directement et la hornblende se développe dans les interstices ; chez d'autres moins ferrugineux, les grains de magnétite sont disséminés parmi les cristaux d'amphibole et la diminution progressive de cette magnétite fait graduellement passer la roche au type du gabbro franc. Les analyses suivantes donnent la composition de divers échantillons de la roche à magnétite ; le n° I a été analysé par nous, les analyses n°s II et III nous ont été communiquées par la direction des usines de la Wichéra.

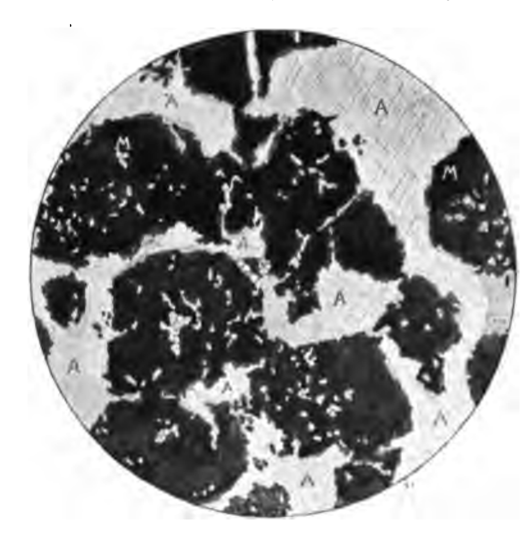


Fig. 37. — Coupe du minerai du Joubrechkine-Kamen (gabbro-ferrifère). Chambre claire, nicols parallèles. — A = Amphibole. — M = Magnétite.

Analyses de la roche à magnétite du Joubrechkine.

		N° I	N° II	N° III
SiO_2	=	26,62	29,60	20,30
TiO_2	=	9,50	6,48	7,80
Al_2O_3	=	11,62	11,12	7,60
Fe_2O_3	=	19,50	21,14	29,99
FeO	=	21,87	18,64	25,65
MnO	=	0,20	0,26	0,34
CaO	=	6,47	6,00	3,50
MgO	=	2,57	3,96	3,68
K_2O	=	0,34	—	—
Na_2O	=	1,06	—	—
P_2O_5	=	—	0,08	0,03
SO_3	=	—	0,25	0,10
Perte au feu	=	1,30	1,40	1,70
		101,05	98,93	100,69

Ces analyses montrent l'abondance de la magnétite dans cette roche; toutes indiquent une proportion élevée de titane; comme le leucoxène paraît manquer, ce titane se trouve certainement à l'état d'Ilménite. En admettant que pour tous les spécimens analysés, l'oxyde ferrique soit entièrement fixé comme magnétite (ce qui n'est pas absolument exact puisqu'il existe de l'oligiste) nous aurions les proportions suivantes de ce minéral:

N° I	=	28,28 %	de magnétite.
N° II	=	30,65 %	id.
N° III	=	43,49 %	id.

§ 5. *Relations entre le gabbro et le minerai de fer.*

Au début, nous avions pensé que la roche à magnétite qui constitue le minerai formait des filons distincts dans le gabbro du Joubrechkine; un examen plus approfondi des nombreuses découvertes sur lesquelles on peut voir la roche en place a permis de se convaincre qu'il n'en est en réalité pas ainsi, et que ce minerai représente simplement un produit de concentration basique ségrégé localement dans le magma qui a donné naissance au gabbro. Cette concentration ne va pas cependant jusqu'à la séparation massive de l'un des minéraux constitutifs, comme c'est souvent le cas dans les gîtes de ségrégation directe (magnétite dans les pyroxénites du Koswinsky par exemple), elle se borne généralement à un enrichissement local plus ou moins considérable du gabbro en fer oxydulé. La fréquence de la roche à magnétite non seulement sur les découvertes, mais encore en des points fort différents de la montagne, montre qu'elle est en tout cas très répandue au Joubrechkine, et la continuité de cette roche que nous avons observée sur un même front de taille d'une assez grande étendue situé au flanc Ouest de celui-ci, est une preuve que ces ségrégations peuvent avoir une importance assez considérable. C'est en effet la roche à magnétite que l'on rencontre sur presque toutes les attaques faites à différentes hauteurs sur le flanc Ouest du Joubrechkine, mais sa teneur en ce dernier minéral est très variable. Elle est toujours très dure, et présente en somme une apparence litée qui est sans doute d'origine dynamique; nulle part on ne constate qu'elle forme des zones bien délimitées dans le gabbro, tout ce que nous avons vu parle au contraire en faveur d'une distribution très irrégulière à l'intérieur de celui-ci. Sur plusieurs attaques nous avons pu observer nettement le passage du minerai au gabbro ordinaire; ce passage est d'habitude assez brusque, le plan de contact des deux roches est irrégulier et ne ressemble en rien aux salbandes d'un filon. Près du con-

tact nous n'avons observé ni traînées ni filonnets dans le gabbro; par contre, ce dernier est souvent schisteux au toit ou au mur de la zone minéralisée.

Au point de vue microscopique, la roche à magnétite est en somme assez peu différente du gabbro; malgré son état d'altération avancé, on peut affirmer qu'elle était originellement très pauvre en feldspath et devait être formée presque exclusivement de magnétite et de pyroxène. L'amphibole verte qui cimente les cristaux de magnétite est très certainement un produit de décomposition de ce pyroxène; par ses caractères optiques elle diffère, il est vrai, de celle qu'on trouve dans le gabbro franc et se rattache plutôt au groupe de la glaucophane, mais ce fait ne présente rien d'anormal, et la différence dans les deux produits d'ouralitisation tient sans doute à la teneur initiale en fer de la roche éruptive; la glaucophane a d'ailleurs fréquemment été rencontrée dans certains gabbros altérés toujours riches en oxydes de fer.

§ 6. *Structure géologique de la mine de Choudia.*

Le Joubrechkine-Kamen se prolonge vers le Sud par une crête rocheuse qui forme l'arête de Choudia. Le point culminant de celle-ci s'appelle Tschalping-Kamen, il fait face au Joubrechkine sur la rive gauche du Violce. La mine de Choudia elle-même se trouve dans la partie Sud de l'arête, et au flanc Sud-Ouest de celle-ci; la rivière coule dans une vallée encaissée à l'Est par l'arête en question, et à l'Ouest par une seconde crête rocheuse qui forme le dernier accident topographique important que l'on rencontre de ce côté avant d'arriver à la Wichéra. Cette crête est entièrement constituée par les schistes verts en bancs redressés, plongeant régulièrement de 40° à 60° vers l'Est. Sur la crête même, ces schistes sont quartziteux, plus bas sur le flanc oriental, ils sont plus ou moins chloriteux, séricitiques, et toujours ocreux. Ces roches se retrouvent jusque dans la vallée de la Choudia, elles cessent ensuite et font place à des calcaires cristallins développés sur une épaisseur assez considérable. Ces calcaires forment de gros affleurements continus à l'Ouest de la mine, on peut les suivre sur une assez grande longueur du Nord au Sud. Ils sont identiques à ceux rencontrés au Joubrechkine et forment avec eux une bande continue, qui mesure plus de 16 kilomètres de longueur. Comme partout le sol est recouvert de végétation et qu'en somme les affleurements sont une rareté, nous avons dû pour étudier cette bande, faire exécuter une série de lignes de puits parallèles, distantes les unes des autres de 1 à 2 kilomètres, parfois de quelques centaines de mètres seulement; ces lignes mesuraient de 4 à 5 kilomètres de l'Est à l'Ouest, elles coupaient transversalement les deux crêtes qui encaissent la Choudia,

les puits étaient distants de 10 à 20 mètres. Ces lignes ont montré que l'épaisseur de cette bande est variable; vers le Nord elle s'effile et se termine en pointe, à peu près vis-à-vis du sommet principal du Joubrechkine et à 3 kilomètres environ du Nord du confluent de la Choudia; vers le Sud, un éperon de schistes verts la subdivise en deux bandes distinctes, qui se réunissent à nouveau à 4 kilomètres au Sud de la mine de Choudia. En cet endroit la bande présente sa plus grande largeur, elle mesure plus de 2 kilomètres. Elle se rétrécit cependant rapidement plus au Sud, et se termine également en pointe de ce côté, à l'Ouest et à peu près vis-à-vis du sommet appelé Choudi Pendisch (ou Choundi Pengisch)[1]. Ces calcaires sont toujours cristallins, blancs, parfois légèrement violacés, on rencontre certains facies brèchiformes qui contiennent des fragments de schistes verts. Quelques spécimens exhalent lorsqu'on les casse, une légère odeur bitumineuse, mais ce n'est pas toujours le cas; nulle part nous n'y avons trouvé trace de fossiles. Nous sommes restés longtemps avant de comprendre le rôle de ces calcaires; les premiers affleurements que nous avions vus en 1905 paraissaient formés par des couches horizontales et comme les schistes verts qui arrivent immédiatement plus à l'Est sont très redressés, nous en avions conclu que ces calcaires étaient discordants sur les schistes cristallins. Mais l'année suivante les puits que nous avons fait exécuter à l'Est de ces affleurements ont rencontré les mêmes calcaires en couches très redressées, concordantes avec les schistes. D'autre part en relevant exactement les plongements des couches des divers affleurements échelonnés sur une assez grande étendue, nous avons pu constater que les pendages se faisaient en certains endroits vers l'Est, en d'autres vers l'Ouest. Nous en avons conclu que les couches horizontales que nous croyions discordantes, étaient probablement voisines de la clef de voûte d'un anticlinal formé par ces calcaires. Un peu au Nord de la mine, nous avons pu en effet observer la tête de cet anticlinal avec une telle netteté, qu'il ne peut subsister aucune doute sur son existence. Les couches des calcaires y sont plus ou moins brisées par des petits accidents verticaux, mais les pendages sont nettement conservés, et l'incurvation des bancs est manifeste. Cet anticlinal passe à l'Ouest de la mine de Choudia, il est assez fortement déjeté, comme l'indiquent les plongements relevés sur les couches rencontrées par les puits que nous avons faits tout près de cette rivière.

Cette observation permet de préciser le niveau des schistes verts dans lesquels se trouve, comme nous allons le voir, la mine de Choudia. Ceux-ci sont supérieurs à ces calcaires qui doivent sans doute être rattachés aux marbres signalés antérieurement par M. Krotow, et trouvés par lui plus au Sud, dans le bassin de la Koswa, intercalés dans les schistes verts.

[1] Voir la carte géologique qui figure à la fin du volume.

§ 7. *Description du gisement de Choudia.*

La mine de Choudia se trouve à 4 kilomètres au Sud du confluent de la rivière Choudia avec le Violce, elle est située sur le versant Ouest de la crête qui forme le prolongement du Tschalping-Kamen vers le Sud, et à quelques mètres au-dessus du niveau de la rivière. Le gisement est formé par une cassure dans les schistes verts remplie postérieurement à son ouverture par de la limonite concrétionnée. Cette cassure est parallèle à la direction des schistes, c'est-à-dire orientée en moyenne Nord-Sud ; elle suit l'axe du synclinal écrasé de schistes verts qui fait suite vers l'Est à l'anticlinal des calcaires cristallins. La cassure se trouve en effet à une très petite distance du flanc normal supérieur de cet anticlinal, et les puits faits à l'Ouest de la mine rencontrent très rapidement les calcaires. L'exploitation se fait à ciel ouvert par gradins successifs; le minerai extrait est chargé sur des wagonnets et descendu par un plan incliné qui se trouve dans la partie Sud de la mine; il est transporté ensuite aux usines de Violce par le petit chemin de fer à voie étroite déjà mentionné qui suit la rive droite de la Choudia jusqu'à son confluent avec le Violce, traverse cette rivière sur un pont, et longe ensuite sa rive droite jusqu'aux usines.

La longueur totale de la cassure remplie est, d'après les travaux de recherches, de 150 mètres environ ; sa largeur ne dépasse pas 40 mètres, elle varie d'ailleurs, car la cassure présente une série de parties étranglées et élargies qui se succèdent. Au mur du minerai, on observe constamment des schistes qui sont durs, très peu altérés, de couleur verdâtre toujours claire et qui paraissent séricitiques ou micacés, car ils sont en effet onctueux au toucher.

Au toit au contraire les schistes sont toujours fortement décomposés et altérés, souvent même à une assez grande distance de la cassure. La disposition qu'affecte le minerai peut aisément être observée sur les fronts de taille des divers gradins et montrée par la fig. 38. Lorsque la fissure est très étroite et bien délimitée, la limonite qui la remplit est compacte et forme en quelque sorte un véritable filon de minerai riche. Elle est alors nettement concrétionnée et souvent vacuolaire. Dès que la cassure s'élargit un peu, la limonite forme alors des lentilles et des miches plus ou moins volumineuses, disposées dans une masse argileuse qui provient de la décomposition du schiste. Partout où la cassure est largement ouverte, les schistes sont broyés et écrasés sur une épaisseur plus ou moins grande, et la limonite imprègne alors toute la masse disloquée. Dans ces conditions, il est souvent difficile de séparer les schistes du minerai, qui est toujours pauvre, menu et très

friable. Les zones imprégnées ne sont pas homogènes d'ailleurs, elles présentent çà et là des parties plus riches et plus dures, qui alternent avec d'autres plus tendres

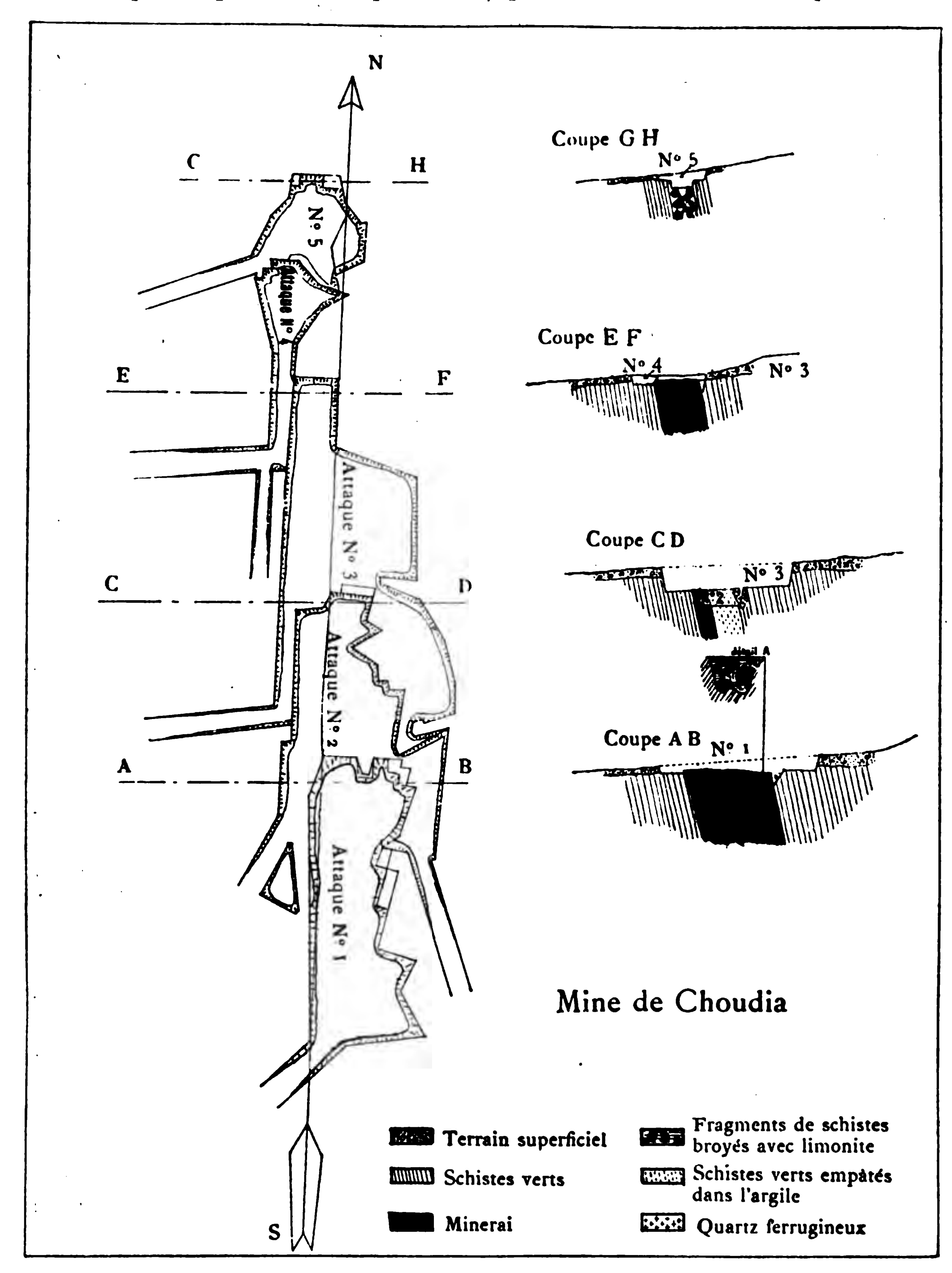


Fig. 38. — Plan général et profils de la mine de Choudia.

et plus pauvres; les premières renferment souvent des rognons isolées de minerai compact. Partout on peut constater que les couches imprégnées du schiste gardent encore leur stratification primitive; le pendage général qui varie un peu selon les points où on le relève, oscille entre 55° et 70°; il est concordant avec celui des couches de schistes en place au toit et au mur. En certains endroits, toute la masse de remplissage paraît formée par des petits débris de schistes mêlés à une terre limonitique brunâtre, le tout constitue une véritable brèche limonitique inconsistante.

Les travaux souterrains qui ont été faits par l'administration, notamment les puits et les travers bancs qui se trouvent en divers points de la mine, montrent que dans les parties de la cassure qui sont voisines de la surface, la limonite est plus compacte et plus riche que celle qu'on trouve dans les régions plus profondes, où cette cassure se rétrécit cependant notablement; la limonite y est en effet toujours plus terreuse et plus pauvre. Ce fait est la preuve évidente que le remplissage a dû s'effectuer de haut en bas.

Vers l'extrémité Nord de la cassure, près de l'endroit où celle-ci se ferme, la limonite est pauvre et terreuse. Cependant un peu plus loin et sur le prolongement immédiat de la fissure, les différents travaux de recherche entrepris par l'administration des usines de Violce ont montré la présence d'une petite lentille de limonite compacte, dont l'épaisseur ne dépasse pas 5 ou 6 mètres, et qui forme en quelque sorte un véritable bouchon de remplissage. Or entre cette lentille et l'extrémité Sud de la mine, la différence de niveau dépasse 100 mètres; comme les sondages ont montré qu'en cet endroit le minerai qui affleure se continue en profondeur, il est évident que la cassure remplie a une pente qui suit plus ou moins celle du profil d'érosion naturel du terrain, ce qui semblerait indiquer que le remplissage de cette cassure est d'assez fraiche date. La fig. n° 38 donne le plan de la mine et les profils des principales tailles.

§ 8. *Caractères et composition chimique du minerai.*

Le minerai de la Choudia est, comme on le comprend après ce qui vient d'être dit, de composition fort variable. La limonite compacte qui remplit les parties étroites de la cassure et forme les lentilles dont nous avons parlé, est un fort beau minerai. Elle est de couleur foncée, brune ou noire, toujours nettement concrétionnée, dure et fréquemment caverneuse. La limonite terreuse qui est toujours mêlée à des débris de schistes en plus ou moins grande quantité, est sensiblement plus pauvre, sa teneur doit être élevée par des lavages, et le minerai qui reste est toujours menu. La proportion respective des deux variétés dans le gisement est

assez difficile à évaluer, il est probable que la limonite compacte forme le 7 ou 8 % du minerai total.

Les analyses I et II de cette limonite nous ont été communiquées par le directeur des usines de Violce; celles III et IV ont été faites par nous-mêmes sur le minerai tout venant pris au hasard dans un grand tas.

Analyses de la limonite de Choudia.

		I	II	III	IV
SiO_2	=	16.20	13.20	31.50	28.10
Al_2O^3	=	1.75	2.04	2.10	3.10
Fe_2O^3	=	69.84	72.00	54.43	55.85
CaO	=	0.30	0.20	0.80	0.90
MgO	=	0.41	0.41	0.22	0.20
MnO	=	1.31	1.02	0.79	0.72
SO^3	=	0.02	0.02	0.01	0.03
P_2O^5	=	0.75	0.96	0.25	0.25
H_2O	=	9.70	10.45	9.30	9.50
		100.28	100.30	99.40	98.65

CHAPITRE IX

Les gisements de la Wichéra. Les gîtes de Koutim.

§. 1. Géologie des environs de Koutim. — § 2. Position du gisement dans les formations. — § 3. Description de la mine Alexandrowsky. — § 4. Les poches voisines de la mine Alexandrowsky. — § 5. Caractères du minerai et composition chimique. — § 6. Origine du minerai de Koutim. — § 7. Les gisements de la Ribnaïa et de la petite Souria.

§ 1. *Géologie des environs de Koutim.*

Le gisement de Koutim se trouve à l'Est de la chaine de Kwarkouche, sur la rive gauche de la rivière Koutim, un peu avant son confluent avec la rivière

Samenka. Il est déjà indiqué sur la carte de M. Krotow, où il figure dans les quartzites et les conglomérats cristallins. On arrive à Koutim depuis Ust-Uls par la ligne du petit chemin de fer à voie étroite qui longe le cours de l'Uls, puis traverse la rivière en face du confluent de la Koutim.

Depuis Ust-Uls jusqu'à la vingt-cinquième verste, les affleurements qu'on observe le long de la route sont exclusivement formés par des schistes noirâtres ou des calcaires dolomitiques qui appartiennent au dévonien inférieur ou moyen et sont la continuation vers le Nord du synclinal de la Pélia. Entre cette rivière et le confluent de la Zolotanka, la voie traverse un gros massif de diabases dont les affleurements se retrouvent sur les deux rives de l'Uls et qui se continue assez loin vers le Nord. En face de la vingtième verste, près de l'embouchure de la rivière Lépel et sur la rive droite, on observe un important affleurement de calcaires dolomitiques qui plongent faiblement vers l'Ouest. Ces calcaires s'appuient un peu plus loin directement sur des schistes cristallins que l'on voit sur la rive droite d'Uls, entre la dix-huitième et la quinzième verste. Les pentes qui dominent ici la rivière sont abruptes et les affleurements nombreux, on y voit les schistes onduler à plusieurs reprises et dessiner grosso modo une voûte anticlinale qui est la continuation du Kwarkouche vers le Nord.

Cette montagne s'abaisse en effet fortement ici, et les schistes cristallins qui la constituent plongent sous les formations dévoniennes. A l'endroit où l'Uls fait un brusque coude vers le Sud, les calcaires dévoniens réapparaissent et forment sur la rive droite une série de beaux escarpements sur lesquels on peut voir les couches plonger constamment de 30-40° vers l'Est. Entre la sixième et la septième verste, la ligne coupe un gros filon de diabase, mais il n'est pas possible de savoir s'il entre en contact avec les calcaires où s'il pénètre dans les schistes cristallins. Si maintenant on quitte la ligne pour remonter le cours de l'Uls en amont de sa jonction avec la Koutim, on trouve constamment sur la rive droite les calcaires dolomitiques qui forment de beaux escarpements curieusement sculptés par l'érosion. Ces calcaires appartiennent à la branche orientale du synclinal de la Wichéra que nous avons appelée synclinal de l'Uls, on peut les suivre sur une douzaine de verstes environ, jusqu'à l'embouchure de la rivière Antipowsky où ils cessent complètement. C'est le synclinal d'Uls qui doit être considéré comme le prolongement septentrional du synclinal de Tépil situé plus au Sud ; les nombreuses recherches que nous avons faites dans la région nous ont montré que la bande dévonienne qui forme ce synclinal est interrompue, à quelques verstes en aval du confluent de Samenka l'on ne trouve plus en effet que les schistes cristallins, les formations calcaires ayant sans doute été enlevées par l'érosion. Koutim se trouve à l'Est du synclinal de l'Uls, et nous verrons tout à l'heure les rapports du gisement avec ce synclinal.

Sur la rive gauche de l'Uls, les affleurements font complètement défaut et les berges sont plates et marécageuses, ou d'autres fois escarpées mais alors recouvertes d'éboulis. Les nombreux puits que nous avons fait exécuter sur cette rive y ont toujours rencontré les schistes cristallins de Kwarkouche. Il est donc vraisemblable que la rive droite de l'Uls forme la limite entre ces schistes et le dévonien. La composition et la stratigraphie de ce dernier ont pu être établies avec précision soit par l'observation des affleurements, soit par l'examen du matériel rencontré par les puits, elle est de bas en haut la suivante :

1. A la base : Schistes dolomitiques grisâtres, à surface nacrée, souvent talqueux, donnant par décomposition des sables onctueux au toucher ;
2. Dolomies noires, schisteuses, se délitant en plaquettes;
3. Calcaires dolomitiques noirâtres très fétides, avec veinules de calcite blanche.
4. Dolomies grenues fétides, très cristallines, de couleur grisâtre.

Si on remonte maintenant la Koutim à partir de son confluent avec l'Uls, on observe tout d'abord jusqu'à quelques centaines de mètres en amont de l'embouchure de Samenka plusieurs affleurements de calcaires dolomitiques, la rivière coupe en effet presque transversalement le synclinal d'Uls. De là jusqu'aux usines, les affleurements cessent le long des rives, mais on en trouve un fort beau à une petite distance de la rivière, près des hauts fourneaux qui lui sont adossés. Il est formé par des conglomérats cristallins analogues à ceux d'Antipowsky-Grébine. En amont des usines, on observe sur une assez grande longueur de beaux affleurements de schistes cristallins. Ceux-ci se trouvent sur la rive gauche de la Koutim, et forment le soubassement de la montagne qui est située entre cette rivière et la petite Souria; c'est sur le flanc Ouest de cette montagne que se trouve la mine d'Alexandrowsky. Ces affleurements de schistes se continuent plus en amont sur les deux rives jusqu'au confluent de la petite Souria; un peu en aval de l'embouchure de la rivière Ribnaïa ces schistes sont traversés par un filon de diabase; ils sont très redressés et dirigés N. 30° Ouest. Un massif important des mêmes diabases apparaît à nouveau dans les schistes sur la rive gauche de la Koutim, entre les confluents des rivières Grande Souria et Widerga.

Si enfin on remonte la rivière Samenka depuis son confluent jusqu'à ses sources, on constate que celle-ci est pour ainsi dire entièrement encaissée dans les schistes cristallins dont on peut, à différentes reprises, voir d'assez jolis affleurements. Les calcaires et les dolomies ne se rencontrent seulement qu'au voisinage de son embouchure.

§ 2. *Position du gisement dans les formations.*

Le gisement est situé à 40 mètres environ au-dessous de la rivière Koutim et sur la pente de l'ouwal boisé qui s'élève entre cette rivière la Samenka et la Petite Souria, ouwal que nous désignerons dans la suite sous le nom de montagne de Koutim. La crête de cette montagne est dirigée à peu près Nord 20° Ouest; elle présente deux petits sommets appelés «sopkas» dans le pays; le premier qui est formé par un dyke de diabase intrusif dans les schistes, se trouve à l'Est 10° Sud de Koutim, le second qui vient un peu au Nord-Ouest du précédent, est constitué par ces mêmes schistes, qui sont chloriteux, dirigés N. 15° O., et plongent vers l'Est sous un angle de 60°—70°. Le gisement lui-même consiste en une grande poche remplie d'oligiste, appelée Alexandrowsky-Roudnik; elle est accompagnée d'autres poches beaucoup plus petites et situées tout près, qui ont fourni un minerai identique. Un rapide examen de la mine Alexandrowsky permet d'y constater outre le minerai, la présence d'argiles, de dolomies, et de schistes cristallins, mais les relations de ces différentes roches les unes avec les autres paraissent de prime abord assez embrouillées. Les formations cristallines qui sont des schistes chlorito-talqueux s'observent au parement Est de la mine; on les retrouve également un peu plus au Nord près des hauts fourneaux, à un niveau bien inférieur à celui de la mine, mais cette fois sous forme de conglomérats cristallins dirigés N. 20° O. et plongeant vers l'Est de 60°—70°. Les schistes affleurent encore comme nous l'avons vu, sur la Koutim, puis à l'Est de la mine. Quant aux calcaires dolomitiques, ils forment le mur du minerai dans la mine Alexandrowsky et se retrouvent encore sur d'autres points dans les environs immédiats de cette mine, notamment sur les excavations situées au Nord de celle-ci, puis au Sud sur une petite colline peu élevée qui se trouve entre la mine et la rivière Samenka. Ces dolomies sont cristallines, de couleur grisâtre ou blanchâtre, grenues et toujours fétides; elles ne se distinguent en rien de celles qui forment le synclinal dévonien de l'Uls auquel elles appartiennent indiscutablement, mais d'après la position que leurs divers affleurements occupent par rapport aux schistes cristallins dans le voisinage du gisement, on peut supposer qu'elles forment en cet endroit un lambeau isolé au milieu de ceux-ci.

Pour savoir exactement ce qui en est et compléter les observations relevées sur les affleurements, nous avons fait exécuter une série de lignes de puits dont la fig. N° 39 donne la disposition générale. Celles désignées par A_3, A_4 et A_5 débutent toutes dans les dolomies, puis rencontrent ensuite les schistes cristallins qu'on retrouve

constamment dans tous les puits sur les pentes de la montagne de Koutim. Les puits de la ligne A_3 placés entre la mine et le village ont tous rencontré les dolomies, tandis que ceux de la ligne C qui continue A_3 sur la rive droite de la Koutim, ont montré la présence des schistes cristallins. Sur la rive gauche de la Koutim les lignes A_1, A_2, A_5 et A_6 ont retrouvé les mêmes schistes ; un seul puits de la ligne A_1 est arrivé sur les dolomies ; sur la rive droite par contre ces lignes prolongées sont restées dans les dolomies du synclinal de l'Uls. Quelques-uns des puits de ces différentes batteries sont tombés sur des dykes de diabase.

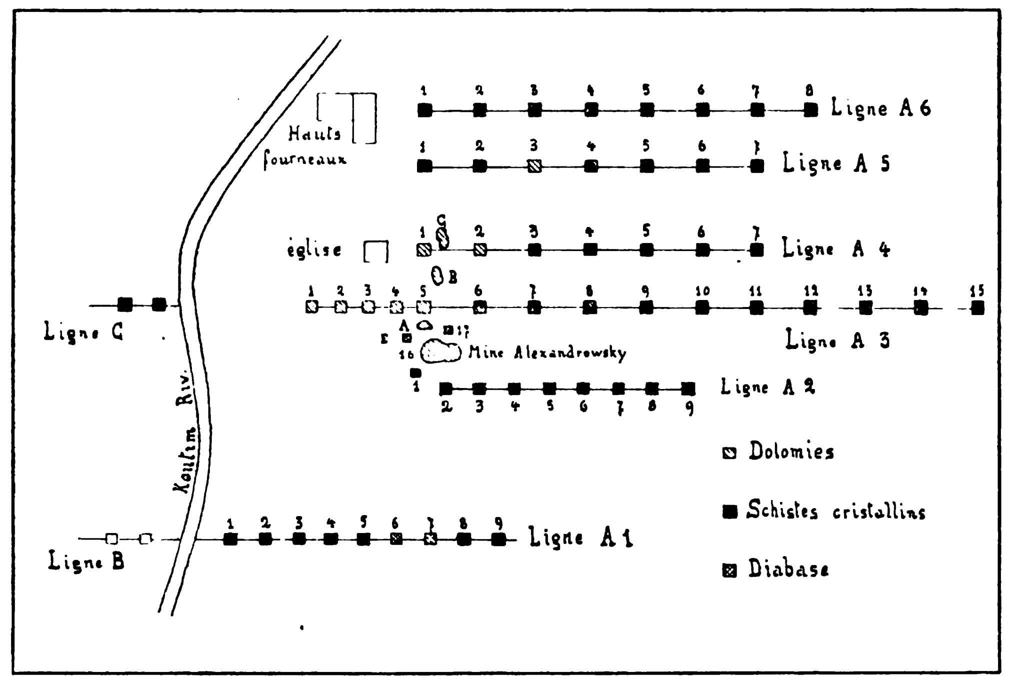


Fig. 39. — Position des divers gites de Koutim et carte des puits de recherche.

On peut donc conclure de l'ensemble de ces différentes observations que les dolomies qui affleurent à la mine d'Alexandrowsky et sur les cavités voisines, constituent réellement un îlot ou un lambeau isolé au milieu des schistes cristallins qui en forment le soubassement. Ce lambeau est un restant du synclinal dévonien de l'Uls qui s'étendait primitivement beaucoup plus loin, et qui a été fortement réduit par l'érosion particulièrement intense qui s'est produite dans cette contrée.

§ 3. *Description de la mine Alexandrowsky.*

La mine Alexandrowsky est située un peu à l'Est du village, à un kilomètre environ de la rivière Koutim ; elle forme une poche plus ou moins elliptique de



Mine d'Alexandrowsky, cavité Est.



Mine d'Alexandrowsky, entrée et cavité de l'Ouest.

38 à 40 mètres de profondeur, dont le grand axe mesure 225 mètres environ et jalonne la direction suivant laquelle le minerai a été exploité. Cette direction est Est-Ouest, ou mieux celle d'une ligne faisant avec celle Est-Ouest un angle de 6° compté de l'Est vers le Nord. Le diamètre transversal de la poche est de 110 mètres. Comme la mine est située à flanc de coteau, son extrémité Est est plus élevée que celle Ouest par laquelle on pénètre actuellement dans la cavité, en suivant le plan incliné qui sert à l'extraction du minerai qui présentement a été presque entièrement exploité.

L'attaque de ce minerai se faisait sur sept gradins successifs, qui sont encore bien visibles sur le flanc Est de la cavité, mais qui ont disparu sur les parements Nord et Sud de la mine, sans doute à la suite d'éboulements. Aux niveaux supérieurs, le minerai a été à peu près complètement enlevé, et on n'en trouve plus que des traces. A l'époque de notre visite il était exploité seulement encore sur le sixième et le septième niveau, au fond de la cavité. En faisant pour le moment abstraction de ce minerai, les formations que l'on voit affleurer dans la mine sont les suivantes :

1. *Dolomies* : Celles-ci sont compactes, à texture cristalline, de couleur gris bleuâtre ou blanchâtre et toujours fétides. Elles sont particulièrement développées sur les parements Nord et Est de la cavité, mais on les trouve cependant sur quelques points au parement Sud. Les couches sont dirigées à peu près parallèlement au grand axe de la cavité ; soit Est 10° Nord, leur plongement se fait vers le Sud, il varie de 20° à 30°. Ces dolomies supportent manifestement le minerai dont elles forment le mur ; elles montrent dans les portions fraîchement découvertes, et ceci aussi bien sur les gradins supérieurs que dans les parties profondes de la mine, des surfaces arrondies, accompagnées souvent de stries et de cannelures attestant que les couches ont sans doute subi une érosion aqueuse et atmosphérique avant le dépôt du minerai. Cette opinion est corroborée par le fait que ces dolomies renferment des cavités dont l'origine est certainement analogue à celle des grottes calcaires. Tel est par exemple le cas pour la petite grotte de 2 à 3 mètres de profondeur qu'on peut voir à mi-hauteur sur le parement Nord de la mine, puis aussi pour les petites poches de forme arrondie qui se trouvent dans l'angle Nord-Est à la hauteur des gradins 3 et 4. Originellement ces cavités étaient remplies de minerai qui a été enlevé en cours d'exploitation, mais on en trouve encore quelques traces.

2. *Argiles.* Elles sont de couleur brune ou légèrement verdâtre, onctueuses au toucher, dures et assez homogènes. Elles renferment de nombreux débris de schistes verts talqueux ainsi que des nodules grèseux de couleur blanche, très décomposés, qui paraissent résulter d'une altération in situ des calcaires dolomitiques. Ces argiles empâtent localement des blocs d'hématite de dimensions variées, qui semblent s'être formées sur place, car ils ne présentent pas les formes arrondies qui témoigneraient

d'un remaniement. Ces argiles sont très abondantes dans la mine et particulièrement développées sur le bord Sud de la cavité. Elles surmontent souvent le minerai mais peuvent aussi se trouver au-dessous ou interstratifiées avec lui.

3. *Schistes cristallins.* Ils sont d'apparence talqueuse, et sont visibles dans la partie supérieure du parement Est de la mine où ils entrent en contact avec les calcaires dolomitiques du flanc Nord. Ce sont des roches de couleur vert brunâtre très claire, qui se délitent en minces lamelles talqueuses, onctueuses au toucher. Il est difficile de se rendre exactement compte de leur direction, elle semble cependant être à peu près Nord-Sud, avec un plongement Est manifeste.

La cavité ouverte par l'exploitation de la mine Alexandrowsky est partagée en deux parties de dimensions inégales par un seuil de calcaires dolomitiques qui, à une centaine de mètres du bord Ouest, forme une saillie arrondie sur laquelle était installée la machine qui actionnait la pompe d'épuisement. La première de ces cavités, qui est la plus petite, est celle que l'on rencontre en entrant dans la mine ; elle est de forme arrrondie et constitue une grande poche de laquelle le minerai a été entièrement extrait à l'exception toutefois de celui qui forme les deux talus qui supportent les plans inclinés. Les parois qui flanquent cette poche au Nord et au Sud sont formées par les argiles, sauf cependant dans la partie supérieure et près de l'entrée de la mine où on peut voir des pointements de dolomies. Deux galeries qui ont été percées dans ces deux parois, ont rencontré sur plusieurs mètres une argile compacte qui empâte quelques blocs de minerai. Le sol de la poche est lui-même constitué par de l'argile, mais il paraît d'après les renseignements qui nous ont été communiqués, que celle-ci recouvrait la dolomie.

La deuxième cavité qui est beaucoup plus importante et profonde que la première, s'arrêtait au fond des horizons N° 6 et N° 7, sur un sol formé en partie par de la dolomie et en partie par du minerai (du moins au moment où furent faites ces recherches). En suivant le plan incliné pour arriver au front de taille du gradin N° 6 on trouve tout d'abord à droite un petit affleurement de calcaires dolomitiques dirigés Est-Ouest et plongeant S 20° environ ; ils apparaissent au sommet de la falaise argileuse qui domine le plan incliné. Ces argiles qui contiennent des débris de schistes verts, des nodules grèseux et des blocs de minerai, se continuent ensuite d'une façon ininterrompue jusqu'à la hauteur de la saillie rocheuse qui sépare la mine en deux cavités ; à cet endroit on voit percer au milieu des argiles quelques blocs de dolomie aux formes arrondies. Le minerai apparait peu après, et se poursuit d'une manière continue jusqu'à l'endroit où se fait le raccord des flancs Sud et Est de la cavité ; ce minerai disparaît alors derrière une sorte d'éperon formé par des argiles talqueuses qui occupent la base de ce flanc Est. Au point où le minerai fait saillie dans la falaise, il est accompagné de quartz et surmonté de calcaires do-

lomitiques blanc grisâtre qui émergent au milieu des argiles éboulées qui les recouvrent en partie. Ils sont bien lités, dirigés E 20° N et plongent S 30°. Comme ces calcaires se trouvent assez rapprochés de ceux que l'on voit affleurer dans la falaise au niveau du plan incliné, on peut supposer qu'ils se raccordent avec ceux-ci et que le minerai remplit ici une sorte d'anfractuosité creusée dans ces calcaires. Plus loin le minerai paraît être constamment surmonté par des argiles et la surface de séparation dessine sur ce flanc de la mine une ligne sinueuse nettement visible. Quant aux formations qui se trouvent dans la partie supérieure de la falaise, il n'est pas possible d'en fixer la nature par suite des éboulements d'argile et de terrain superficiel; il n'est pas invraisemblable cependant de supposer que ce sont des dolomies dont on voit çà et là encore quelques blocs. Dans cette lentille de minerai, et au niveau de l'horizon N° 6, on a fait deux galeries de recherches; la première a été percée près de l'endroit où le minerai disparaît derrière l'éperon d'argiles talqueuses, elle est dirigée Nord 10° Ouest. Elle a traversé le minerai compact sur une longueur de 14 mètres environ, puis a été continuée encore pendant 4 mètres dans des argiles stériles. A l'endroit où le minerai disparaît une nouvelle galerie perpendiculaire à la première a été commencée; elle a traversé le minerai sur une épaisseur de 6 à 8 mètres et a rencontré ensuite également des argiles stériles.

La seconde galerie est dirigée Nord Sud, son entrée se trouve à 15 mètres de la première, elle a traversé 15 mètres de minerai parfois mêlé à du talc et entrecoupé par des lits d'argiles stériles qui renferment des débris de schistes verts et des nodules grèseux. A son extrémité on a foncé un puits de 4 mètres de profondeur, qui a débuté dans des argiles stériles et a rencontré ensuite du minerai en blocs dans celles-ci.

Sur la droite et à 13 mètres de l'orifice, on a commencé une nouvelle galerie normale à la première, mais qui ensuite a devié vers le Nord; elle est restée constamment dans les argiles stériles et n'a jamais rencontré le minerai. Le sol de l'horizon N° 6 au pied de cette lentille de minerai est formé par une hématite très compacte, dans laquelle au moment de notre visite on avançait la tranchée du septième niveau d'abatage. Cette tranchée rencontre sur quelques mètres les dolomies qui montrent de belles surfaces arrondies, puis ensuite le minerai qui s'enfonce obliquement au Sud-Est. Ce dernier est séparé des calcaires par une couche d'argile d'épaisseur variable qui fait quelquefois défaut.

Si on contourne l'éperon d'argiles talqueuses qui forment la base du parement Est de la mine en suivant le sixième horizon, on trouve le minerai qui apparaît tout d'abord sous forme d'hématite terreuse brun rougeâtre, puis qui plus haut passe à l'oligiste. Un nouvel éperon d'argiles talqueuses fait suite à ce minerai, il est luimême suivi d'une lentille d'oligiste qui occupe une poche mise au jour par l'exploi-

tation, et dont l'axe est dirigé à peu près Nord-Est. Le minerai y repose sur les dolomies qui, à partir de ce point, forment constamment la base du parement Est de la mine. La direction des couches de ces dolomies est ici nettement Est 10° Nord leur plongement 40° vers le Sud. Le minerai forme de part et d'autre du petit éperon talqueux dont il vient d'être question deux colonnes qui vont s'amincissant rapidement; il paraît avoir rempli primitivement des cavités de forme arrondie, situées aux niveaux N° 3, 4 et 5 des deux côtés d'un petit rocher dolomitique qui surmonte en partie la lentille de minerai exploitée sur la gauche, au sixième niveau. Ce rocher est constitué par des calcaires dolomitiques bien lités, dirigés à peu près Est-Ouest, avec plongement Sud 40°; à sa droite dans les dolomies où se trouvent les cavités qui ont été exploitées, on peut voir un filon mince de minerai qui remplit une fissure dont la direction est angulaire sur celles des couches. Les parties supérieures du parement Est de la mine sont formées par des schistes cristallins très redressés, qui dans l'angle N. E. de celle-ci viennent buter contre les calcaires dolomitiques. Ils sont, au deuxième niveau, traversés par une galerie horizontale faite dans le but de recouper un grand puits vertical situé à quelques mètres du bord de la mine. Cette galerie a traversé un filon d'hématite compacte dont on ne peut présentement évaluer l'épaisseur à cause de l'emboisage, et qui était identique à celle exploitée dans la mine. Cette observation importante montre que le minerai d'Alexandrowsky n'est point lié à la présence des calcaires dolomitiques puisqu'il se rencontre dans des formations d'âge et de nature différents. Les profils fig. 40 qui se succèdent de l'Ouest vers l'Est depuis le N° 1, montrent la disposition des différentes formations que l'on rencontre dans la mine d'Alexandrowsky.

Le profil N° 1 qui est perpendiculaire à l'axe de la mine, passe à peu près par le centre de la première poche; il montre presque partout l'argile qui supportait le minerai qui a été extrait. En P^1 et *a* on voit émerger quelques rochers dolomitiques puis en *a b* une falaise argileuse avec quelques blocs de minerai. Le talus *b* qui supporte le plan incliné, est un reste de ce minerai compact ainsi que la partie comprise entre *c* et *d* sur le fond argileux; les deux galeries indiquées sur ce profil, sont restées dans les argiles.

Le profil N° 2 qui est sensiblement parallèle au premier, passe par la saillie de dolomie qui sépare les deux cuvettes; les points *b* et *a* sont sur le deuxième et le troisième niveau, le plan incliné qui est supporté par la saillie passe en *c*. De P_2 à *b* les talus sont formés de terrain superficiel, puis de *b* à *c* on observe une falaise de dolomie qui, dans une poche d'excavation, renferme encore du minerai. De là jusqu'en P_2, on a constamment les dolomies qui étaient recouvertes du minerai lequel a été enlevé. La direction de ces dolomies est à peu près Est-Ouest, le plongement Sud 20°, et P'_2 on a de nouveau le terrain superficiel.

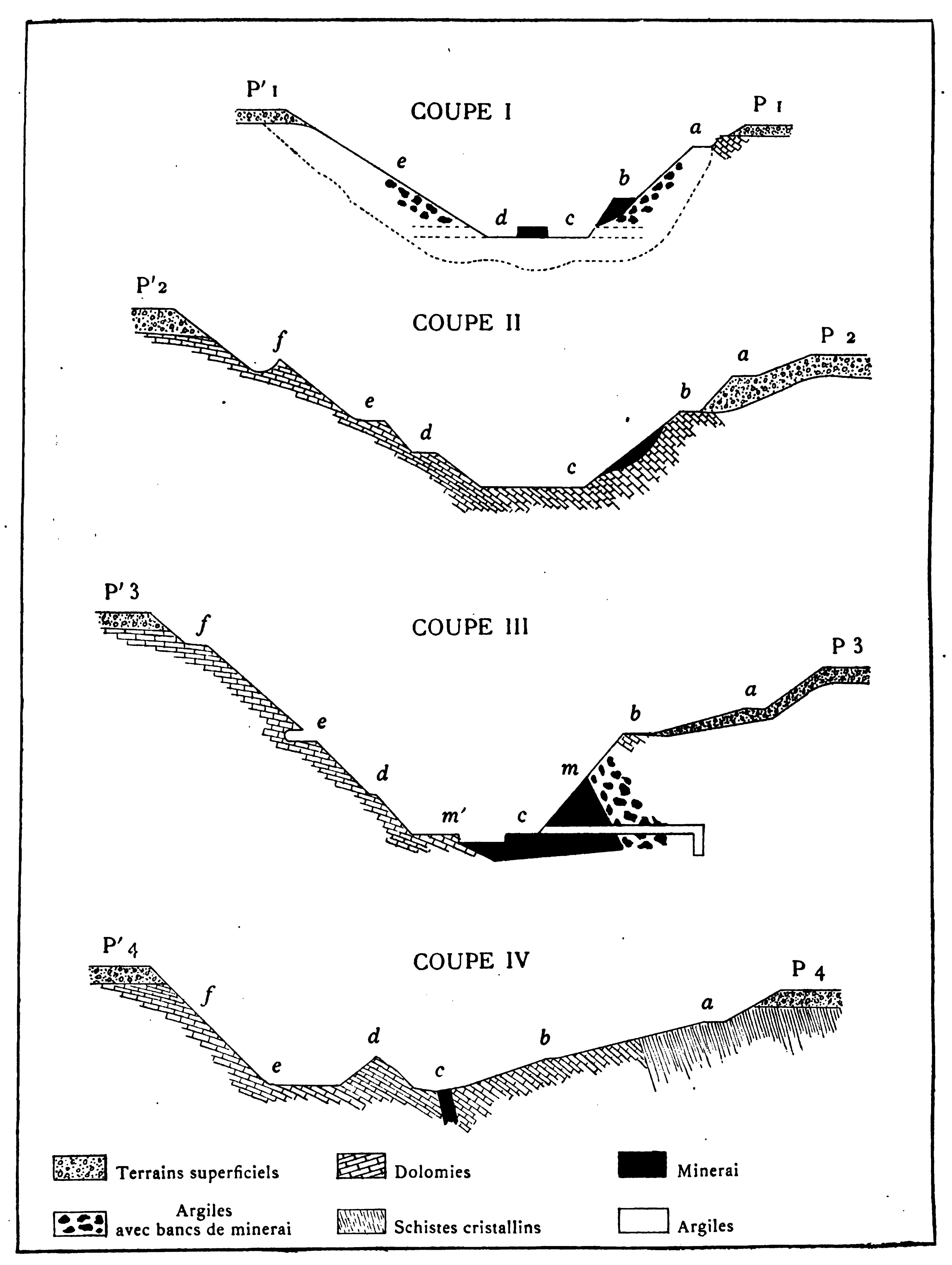


Fig. 40. — Profils à travers la mine de Koutim.

Le profil n° 3 passe près de l'orifice de la galerie ouverte au sixième niveau. Les horizons n° 2, 3 et 6 passent respectivement aux points *a*, *b* et *c*. De P^3 en *b* le talus est formé par le terrain superficiel qui recouvre sans doute les dolomies, lesquelles apparaissent en *b*. Sous ces dolomies viennent des argiles avec nodules d'hématite, qui surmontent le minerai encore attaqué aux horizons n° 6 et n° 7, et comprises entre *m m'*. De *m'* en P^3 les dolomies affleurent d'une manière continue ; leur direction est encore Est-Ouest, mais le plongement observé est variable, il est plus accentué dans les parties basses de la paroi. Ces dolomies formaient le mur du minerai qui a été enlevé. Le profil passe par une grotte de 2 à 3 mètres de profondeur qui était entièrement remplie d'oligiste dont on trouve encore quelques placages qui ont été laissés.

Le profil n° 4 suit une ligne qui fait un angle de 21° avec la direction N.-S., comptée vers l'Ouest. En P_4 on voit le terrain superficiel qui surmonte un talus formé par les schistes cristallins; puis viennent les calcaires dolomitiques qui sont développés sur toute la surface du profil. En *d* se trouve un petit éperon de dolomies qui, un peu plus à l'Est, supporte encore du minerai. Ce dernier se retrouve encore dans une poche située entre *d* et *e*. Près du point *c* on voit un filon d'hématite qui mesure un mètre d'épaisseur environ. La direction des dolomies est toujours la même, le plongement des couches se fait au Sud sous des angles de 20° à 40°.

§ 4. *Caractères du minerai et composition chimique.*

On trouve dans la mine d'Alexandrowsky plusieurs sortes de minerai, à savoir :

1. de l'oligiste cristallisé. 2. de l'hématite rouge. 3. de l'hématite brune.

L'oligiste est de beaucoup le minerai le plus répandu, il est largement cristallisé; les cristaux sont généralement directement pressés les uns contre les autres ou localement réunis par une matière talqueuse, onctueuse au toucher et de couleur jaunâtre. Nous avons vu à Koutim des blocs d'un demi-mètre cube d'oligiste compact formés par des cristaux enchevêtrés mesurant plusieurs centimètres de diamètre, on a même trouvé des lames de ce minerai qui atteignaient jusqu'à 40 centimètres. Parfois l'oligiste est associé au quartz, mais c'est plutôt l'exception que la règle ; on le rencontre à l'état d'inclusion à l'intérieur de certains blocs de quartz laiteux sous forme de très jolies lamelles d'assez grande

dimension, parfois groupées en rosettes. L'hématite rouge se trouve de préférence parmi les blocs de minerai dispersés dans l'argile, quant à l'hématite brune, elle se rencontre surtout dans les poches et aussi au contact du minerai compact avec certaines formations de la mine. Le minerai de Koutim était un des plus riches et des plus purs de l'Oural, sa composition moyenne est donnée par l'analyse suivante :

Analyse du minerai de Koutim (teneur moyenne).

SiO_2	=	7,28
Al_2O_3	=	0,35
Fe_2O_3	=	85,28
CaO	=	2,98
MgO	=	4,03
MnO	=	0,08
		100,00

§ 5. *Les poches voisines de la mine Alexandrowsky.*

Il existe, dans le voisinage de la mine Alexandrowsky, quelques poches complètement exploitées depuis longtemps qui sur le croquis fig. 39 sont désignés par les lettres A, B et C.

La poche A est la plus rapprochée de la mine; elle a 3 ou 4 mètres de profondeur seulement. Elle est occupée par une lentille de minerai de deux mètres d'épaisseur au plus, qui va s'amincissant vers le bas et le haut de la poche. Le minerai est ici un superbe oligiste cristallisé en lames hexagonales; au toit il est recouvert d'une couche compacte de quartz blanc, laiteux, dans lequel on rencontre en inclusions de nombreuses lamelles d'oligiste. Le toit et le mur sont formés par des dolomies, celles du mur sont grèseuses et altérées, celles du toit compactes, gris-bleuâtre et cristallines. La direction des couches est sensiblement Est-Ouest comme à Alexandrowsky, mais le plongement est inverse et se fait au Nord sous un angle de 50′.

La poche B est une excavation d'environ quinze mètres de longueur sur dix mètres de largeur et deux mètres seulement de profondeur, dans laquelle on voit émergeant au milieu des débris superficiels éboulés, quelques pointements de calcaire dolomitique. Dans le fond de la cavité on a creusé deux excavations plus petites dans le but d'en extraire un minerai dont on voit encore ci et là quelques traces. La première de ces cavités renfermait de l'oligiste, disposé en amas

contre un mur d'argile, avec un toit de calcaires dolomitiques dont les couches sont dirigées Nord-Sud et plongent de 40° à l'Ouest. La deuxième cavité renfermait selon toute vraisemblance, des blocs de minerai empâtés dans l'argile.

La troisième poche C est la plus considérable. C'est une grande excavation de forme elliptique, qui mesure 50 à 60 mètres de longueur, 30 environ de largeur, et 5 à 7 de profondeur. Le grand axe de cette cavité est dirigé à peu près N. 25° O. Elle était comme celle d'Alexandrowsky, complètement remplie de minerai qui y a été complètement exploité sur deux niveaux. Le premier, celui situé plus au Nord, ne présente plus trace de ce minerai; partout affleurent des bancs de dolomie gris-bleuâtre dont la direction est N. 25° O. et le plongement Ouest 30°-40°. Le second niveau dans lequel on voit deux cavités plus profondes, est divisé en deux par un talus sur lequel affleurent des calcaires dolomitiques. L'une de ces cavités est à peu près comblée, on y voit encore un peu d'oligiste qui s'appuye à l'Est contre une paroi de dolomies recouvertes d'une couche de quartz blanc laiteux, qui contient des inclusions et des lamelles d'oligiste. L'autre de ces cavités située derrière le talus ne renferme plus de minerai et les calcaires dolomitiques y affleurent de toutes parts. Ils ont la direction et le plongement indiqués précédemment. Comme des différentes poches ont pour ainsi dire été complètement curées on peut aisément constater leur forme irrégulière.

§ 6. *Origine des gîtes de Koutim.*

Les observations qui précèdent permettent de conclure que les gisements exploités à la mine Alexandrowsky et dans les cavités voisines, doivent leur origine première à un accident tectonique, qui a provoqué dans les dolomies du lambeau de Koutim, et alors qu'il faisait sans doute encore partie du synclinal de l'Uls, une série de fractures d'orientation variable, suivies sans doute de dislocations locales. Celle qui a donné naissance à la mine Alexandrowsky est orientée Est-Ouest, les autres, autant qu'on en peut juger, ont des orientations différentes. A Alexandrowsky la dislocation est manifeste; la direction des couches de dolomies est absolument anormale de même que les relations de ces dolomies avec les schistes cristallins; sur les cavités B et C la direction des dolomies est normale et conforme à celle générale des formations de la région; les plongements observés sur ces dolomies indiquent également qu'elles ondulent dans le lambeau de Koutim comme dans le synclinal de l'Uls. Ces différentes fractures ont, dans la suite, été agrandies et façonnées par l'érosion

qui les a transformées dans les poches irrégulières que nous montrent les profils. Celles-ci sont en somme identiques aux nombreuses grottes et canaux souterrains que l'on rencontre à chaque instant dans la région karstienne du synclinal de la Wichéra; la forme arrondie des saillies de dolomies qu'on voit sur les parois de la mine Alexandrowsky ne laisse d'ailleurs aucun doute sur la réalité de cette érosion; ces surfaces ne se sont nullement produites en cours d'exploitation, on peut en effet les observer là où le minerai et l'argile recouvrent encore directement les dolomies. Ces fissures ont été remplies postérieurement par des dépôts ferrugineux dont l'origine est sans doute analogue à ceux que l'on trouve en d'autres endroits dans les mêmes dolomies; il est probable aussi que l'argile a accompagné ce dépôt. Originellement le minerai avait une forme et une composition différentes de celles actuelles, et sa transformation en oligiste est sans doute liée à un métamorphisme dont on trouve à chaque instant des traces dans la région.

§ 7. *Les gisements de la Ribnaïa et de la Petite Souria.*

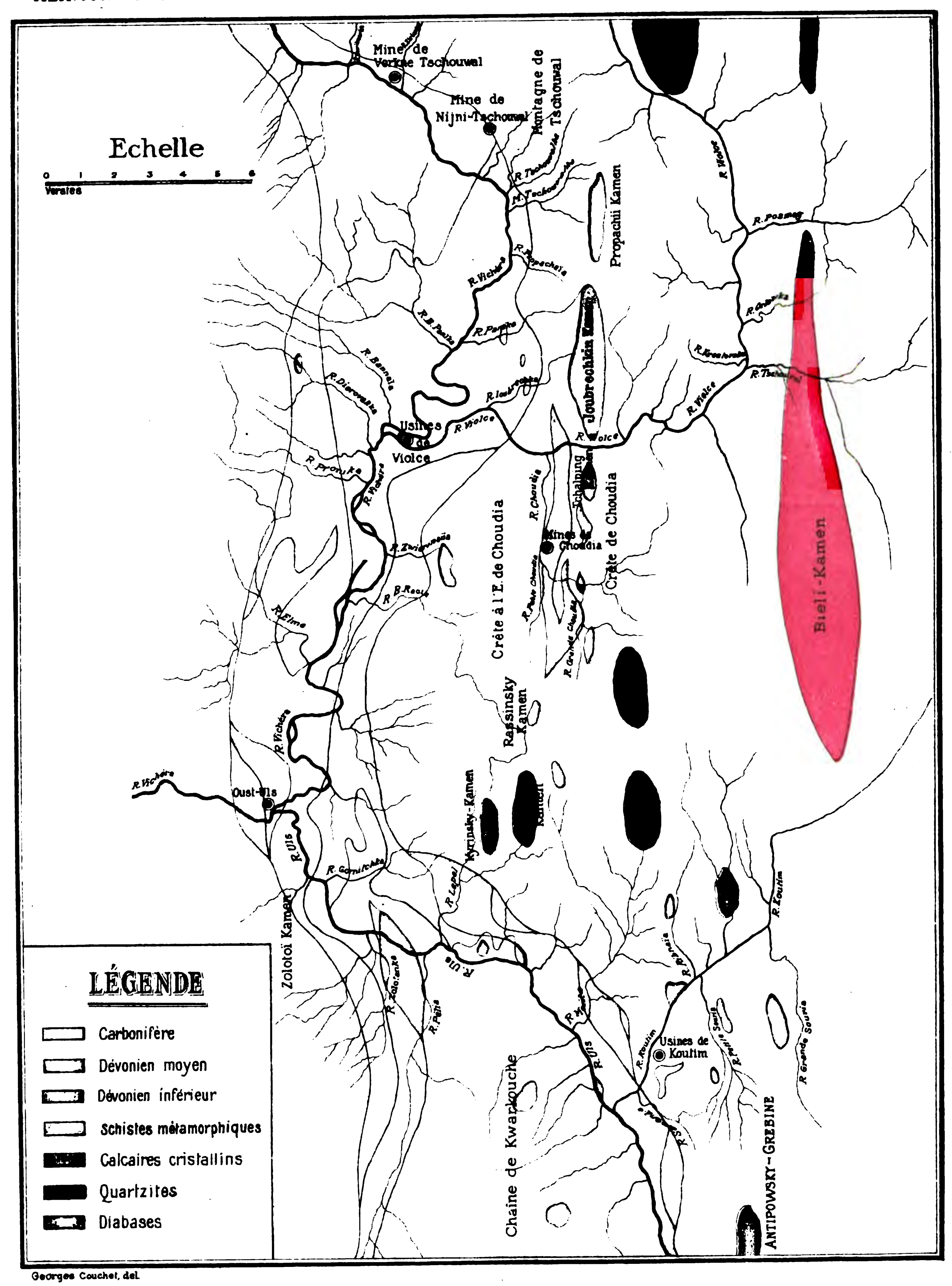
Ces gisements qui sont très peu importants, se trouvent entièrement dans des schistes cristallins.

Le gîte de la Ribnaïa est situé dans la partie inférieure du cours de cette rivière, il a déjà fait l'objet de travaux anciens. Ceux-ci consistent en quelques puits peu profonds et en deux tranchées parallèles qui sont actuellement en partie comblées et dirigées en moyenne normalement à la direction des schistes cristallins qu'on y voit affleurer. L'une de ces tranchées a mis à nu un filon d'hématite très compacte et très homogène, encaissé au toit et au mur par les schistes et concordant en apparence avec eux. L'épaisseur de ce filon est de 3 à 4 mètres. Les schistes encaissants sont d'un type chlorito-micacé de couleur verdâtre; ils ne sont pas ferrugineux, et il n'y a pas passage latéral du schiste au minerai mais au contraire contact franc des deux formations. Ce filon semble donc dû au remplissage postérieur d'une fracture; il est identique à celui qu'on voit à la mine d'Alexandrowsky, encaissé dans les schistes cristallins, et a sans doute une origine analogue, ce qui montre que le remplissage des fractures par des dépôts ferrugineux qui paraît être général dans cette région, n'est nullement en relation avec la nature de la roche encaissante. Les travaux faits à ce jour sur le gîte de la Ribnaïa ne permettent pas de dire si le filon d'hématite va profondément et s'il se continue sur une certaine étendue.

Sur la rive droite de la Petite Souria, à mi-hauteur de la montagne qui s'élève entre cette rivière et la Grande Souria, il existe également un petit gîte de minerai appelé Dimitrowsky Rudnik. Celui-ci consiste en deux petites couches de fer oligiste intercalées dans les schistes cristallins, qui ont été mises en évidence par une tranchée d'une centaine de mètres de longueur dirigée normalement à la direction des couches. Les schistes qui encaissent le minerai sont très micacés, leur direction est Nord 30° Ouest, ils plongent vers l'Est de 70 à 80°. Les renseignements manquent également pour préciser l'étendue du gisement qui paraît d'ailleurs de très minime importance.

Le minerai de fer a été rencontré également sur la Grande Souria, dans des conditions qu'il est impossible de préciser avec l'état actuel des puits de recherche.

TABLE DES MATIÈRES



Georges Couchet, del.

L. DUPARC

CARTE GÉOLOGIQUE DU BASSIN SUPÉRIEUR DE LA WICHÉRA

EXPLICATION DE LA PLANCHE II

N° 5096. Diabase ophitique. Petit sommet sur la crête qui domine une des sources de Malma. Lumière polarisée. Objectif O. Oculaire n° 3 Fuess.

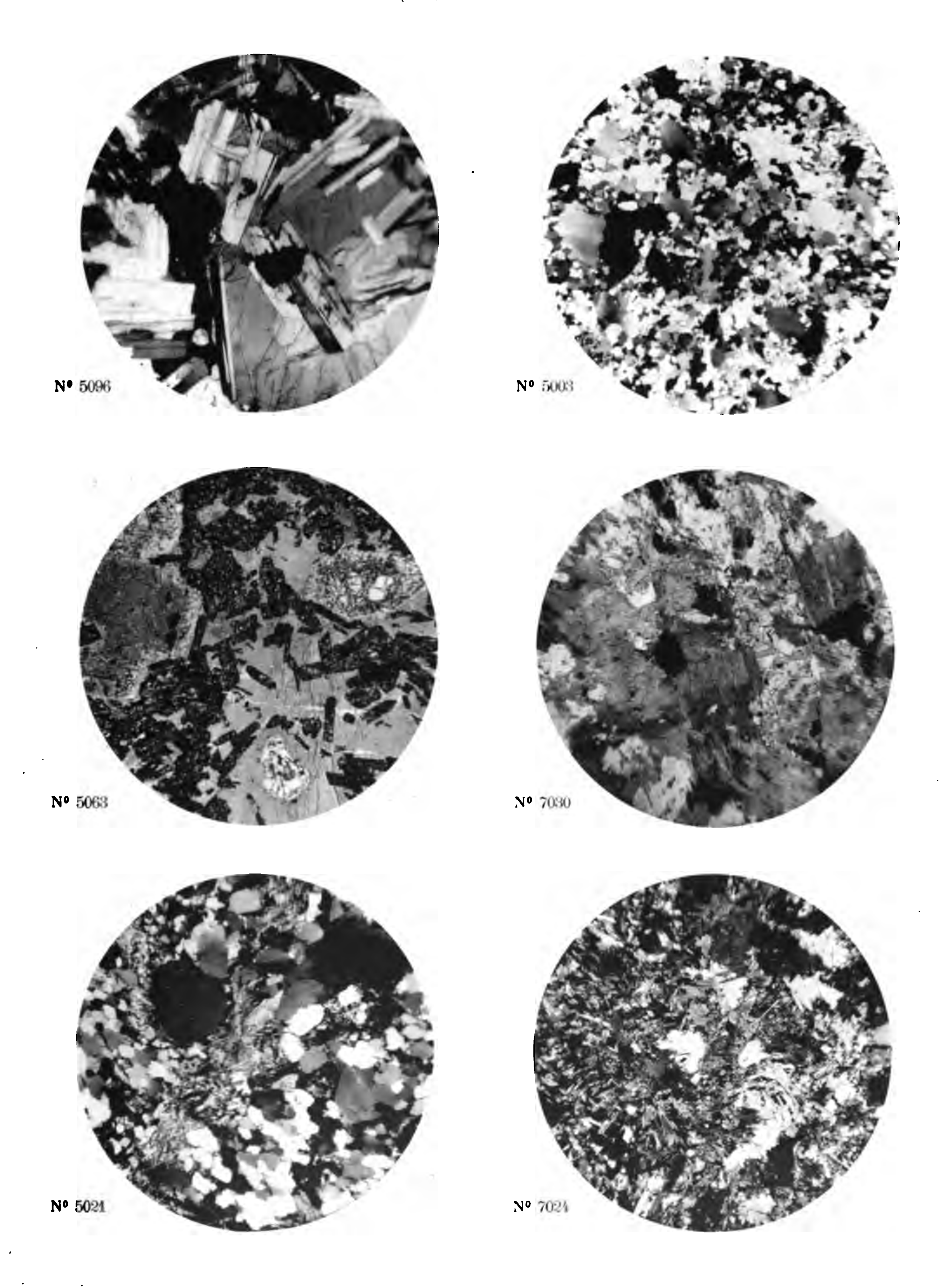
N° 5063. Diabase ophitique avec association poecilitique d'olivine, de pyroxène, et feldspaths décomposés. Piton rocheux en place au flanc Est de Kwarkouche. Lumière polarisée. Objectif O. Oculaire n° 3.

N° 5021. Conglomérat quartzeux à petits galets. Ouwal C à l'Ouest de Kwarkouche. Lumière polarisée. Objectif O. Oculaire n° 3.

N° 5003. Quartzite, sur le dernier sommet Sud du Poyassowoï. Lumière polarisée. Objectif O. Oculaire n° 3.

N° 7030. Amphibolite albito-épidotique. Sur la ligne de partage, un peu au Sud de la source droite d'Iwdiel. Type largement cristallisé. Lumière naturelle. Objectif O. Oculaire n° 3.

N° 7024. Amphibolite albito-épidotique, sur la ligne de partage, un peu au Sud de la source droite d'Iwdiel. Type à structure enchevêtrée, sans orientation des éléments. Lumière polarisée. Objectif O. Oculaire n° 3.



Louis Duparc, Francis Pearce et M. Tikanowitch. Recherches pétrographiques sur l'Oural.

Phototypie SADAG, Sécheron-GENÈVE

EXPLICATION DE LA PLANCHE III

Nº 7223. Amphibolite albito-épidotique. Structure cristallino-schisteuse. Lumière polarisée. Objectif nº 2. Oculaire nº 3.

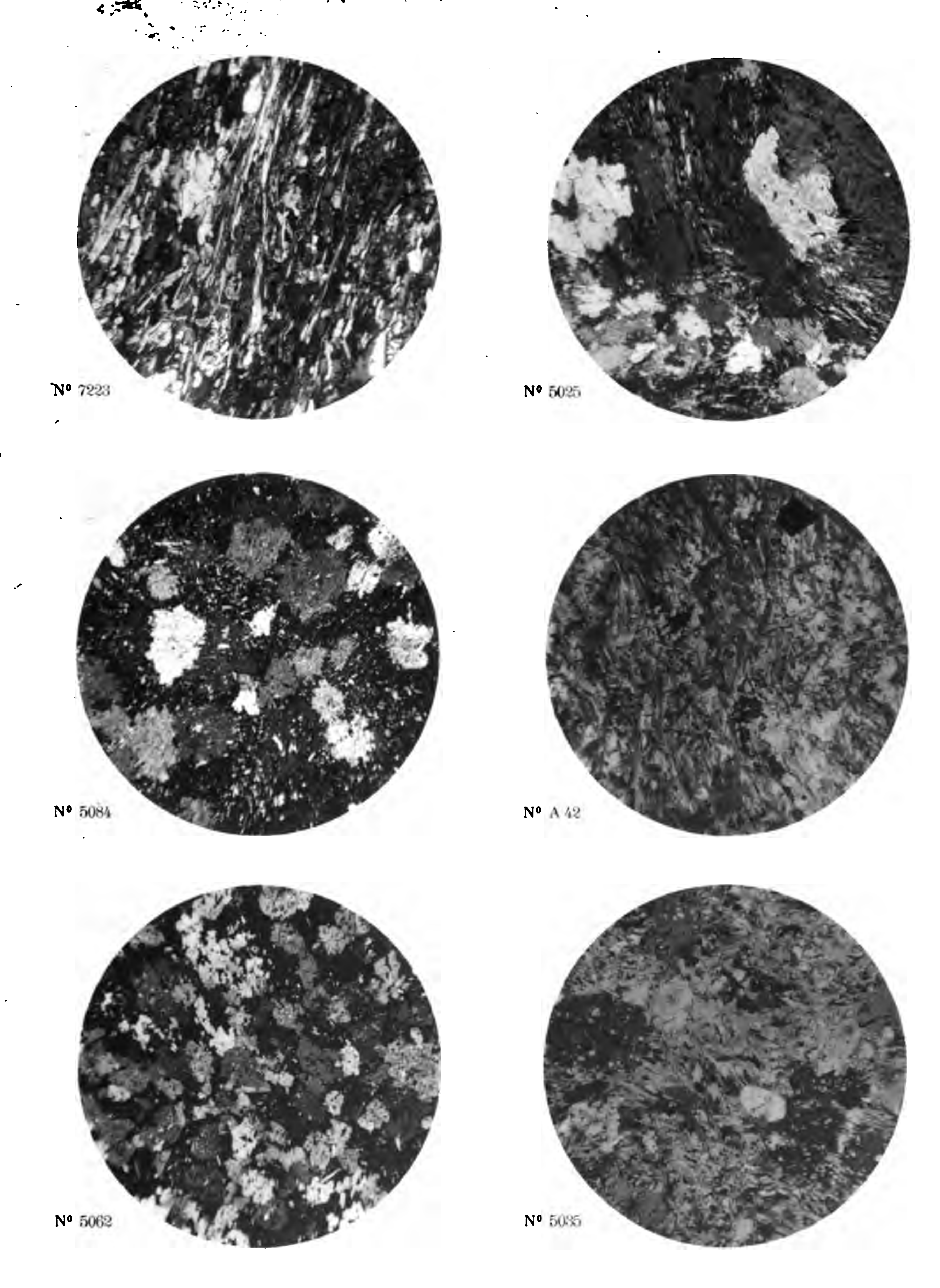
Nº 5084. Schiste albito-chloriteux. Ravin des sources de Pélia sur le Kwarkouche. Structure poeciloblastique; les cristaux d'albite qui empâtent du sphène de la hornblende, de la séricite et de l'épidote, sont réunis par une espèce de ciment formé par la chlorite. Lumière polarisée. Objectif O. Oculaire nº 3.

Nº 5062. Schiste albito-chloriteux avec calcite. Petit affleurement au Sud-Est du sommet F de Kwarkouche. Même structure mais moins de chlorite que dans le numéro précédent. Lumière polarisée. Objectif O. Oculaire nº 3.

Nº 5025. Schiste albito-chloriteux à amphibole glaucophanique. Sur la crête B qui forme la rive gauche du ravin de Pélia. La coupe montre l'amphibole enveloppée par la chlorite. Lumière polarisée. Objectif O. Oculaire nº 3.

Nº A. 42, Glaucophanite albito-épidotique. Rive droite de la B. Sosswa, en aval de Kholnépia. Structure grossièrement nématoblastique avec porphyroblastes de magnétite. Lumière naturelle. Objectif O. Oculaire nº 3.

Nº 5035. Gneiss séricitique à albite. Sur le plateau de Kwarkouche sur un petit sommet avant le ravin de Malma. Nombreux porphyroblastes d'albite. Lumière polarisée. Objectif O. Oculaire nº 3.



Louis Duparc, Francis Pearce et M. Tikanowitch. Recherches pétrographiques sur l'Oural.

EXPLICATION DE LA PLANCHE IV

N° 5010. Gneiss séricitique à albite. Kwarkouche. Structure granoblastique avec gros porphyroblastes d'albite et quelques grosses lamelles de chlorite. Lumière polarisée. Objectif O. Oculaire n° 3.

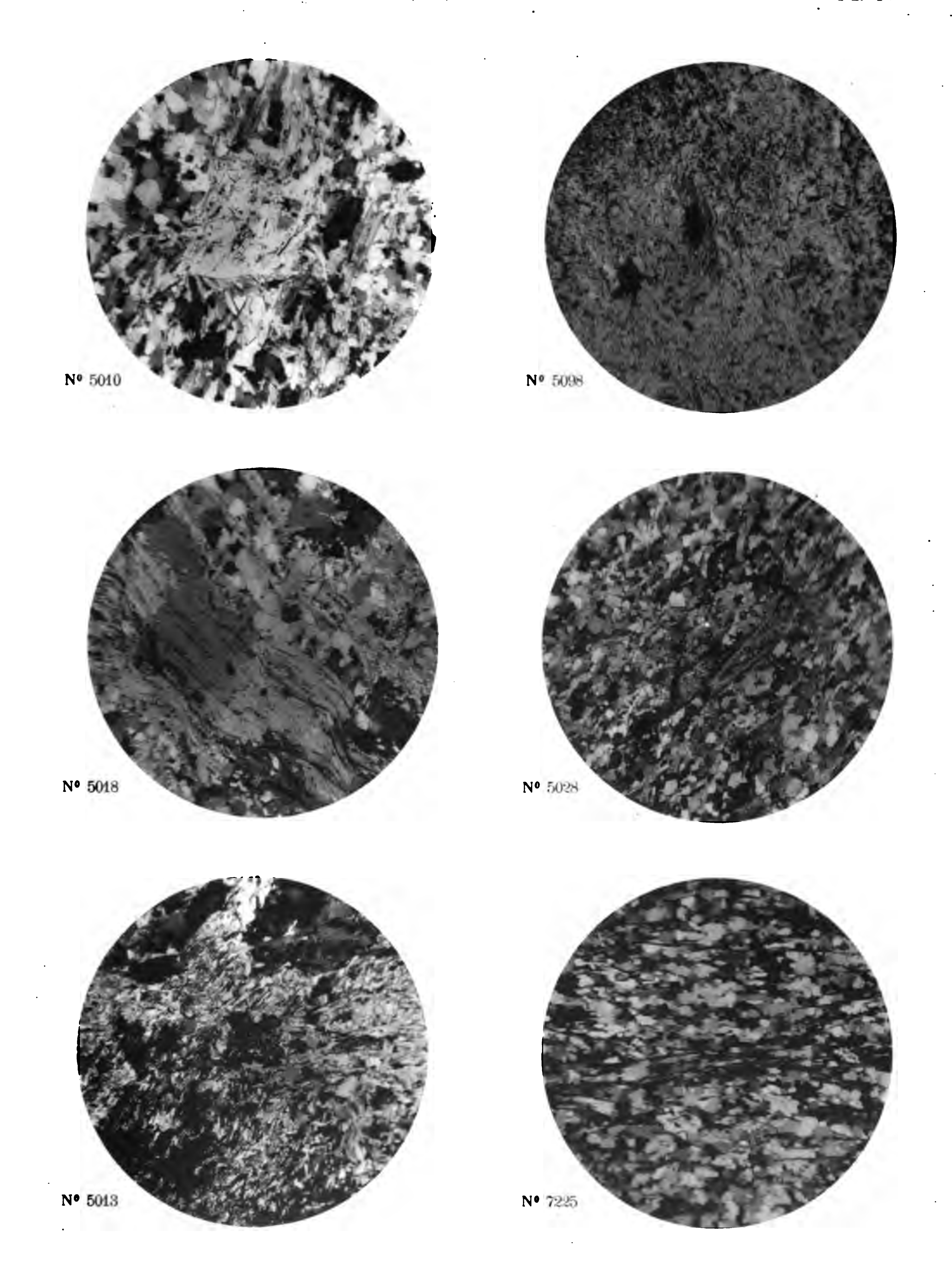
N° 5018. Gneiss séricitique à albite. Ravin de Pélia. Structure parallèle des éléments et étirement dynamique des porphyroblastes d'albite. Lumière polarisée. Objectif O. Oculaire n° 3.

N° 5013. Schiste quartzito-séricitique Kwarkouche. Oreilles de Pélia. Structure lépidoblastique avec amas lenticulaires de grosses lamelles de chlorite. Lumière polarisée. Objectif O. Oculaire n° 3.

N° 5098. Schiste quartzito-séricitique crête C Kwarkouche. Lumière polarisée. Objectif O. Oculaire n° 3.

N° 5028. Schiste quartziteux Kwarkouche. Structure granoblastique avec porphyroblastes de glaucophane zonée. Lumière polarisée. Objectif O. Oculaire n° 3.

N° 7225. Schiste quartziteux. Structure cristallino-schisteuse. Lumière polarisée. Objectif O. Oculaire n° 3.



Louis Duparc, Francis Pearce et M. Tikanowitch. Recherches pétrographiques sur l'Oural.

Phototypie SADAG, Sécheron-GENÈVE

EXPLICATION DE LA PLANCHE V

N° 5020. Schiste quartziteux Kwarkouche. Lumière polarisée. Objectif O. Oculaire n° 3.

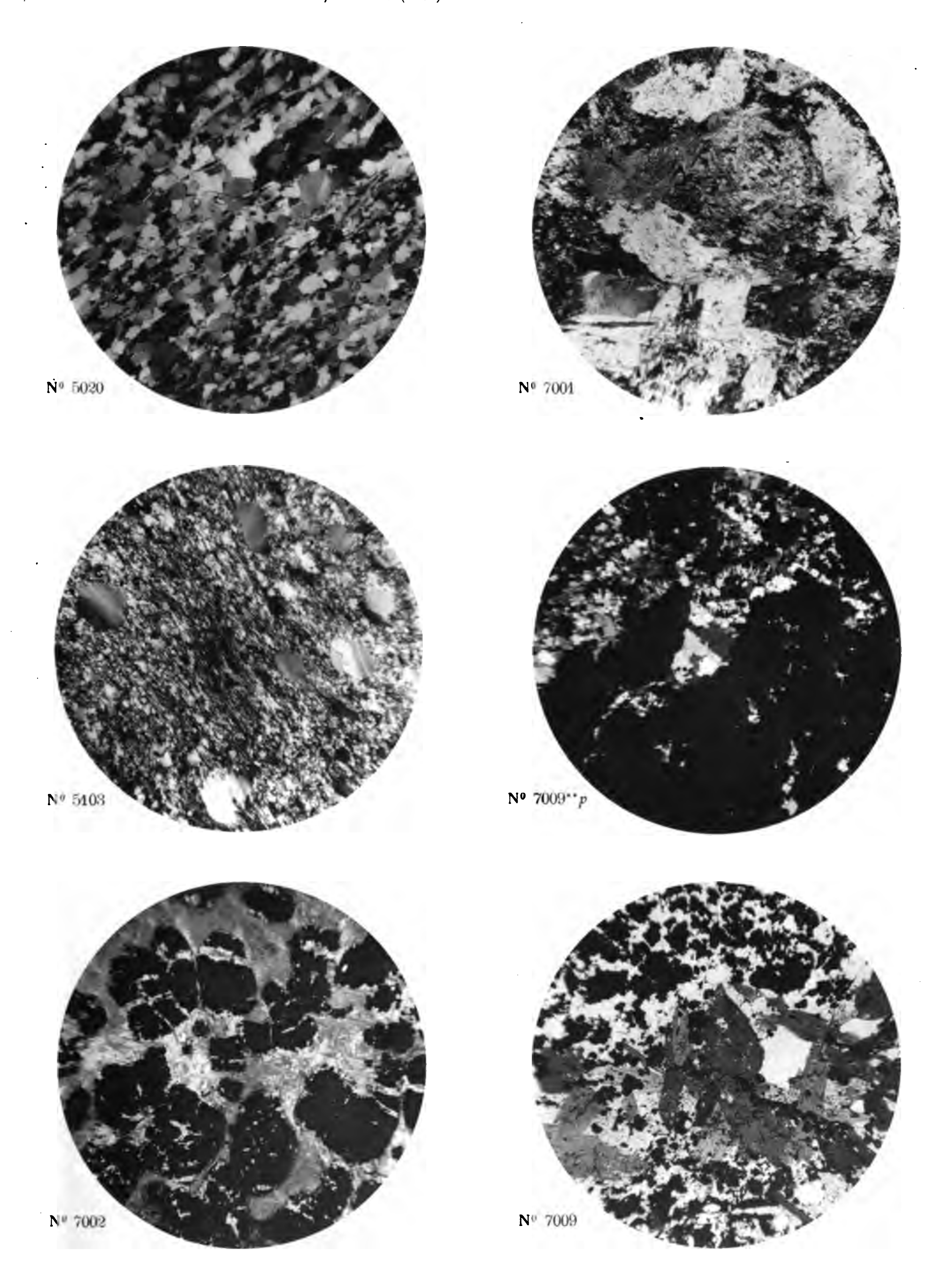
N° 5103. Schiste quartziteux Kwarkouche. Structure blasto-psammitique. Lumière polarisée. Objectif O. Oculaire n° 3.

N° 7002. Gabbro à magnétite, minerai de fer. Joubrechkine-Kamen. Lumière naturelle. Objectif O. Oculaire n° 3.

N° 7001. Gabbro vert. Joubrechkine-Kamen. Lumière polarisée. Objectif O. Oculaire n° 3.

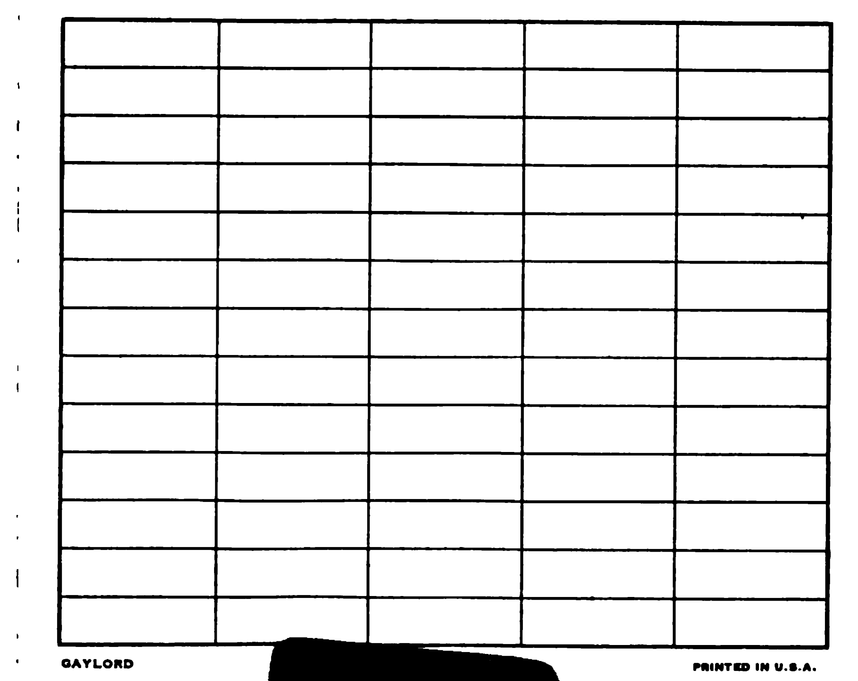
N° 7009. Minerai de Verkne-Tchouwal. Lumière naturelle. Objectif O. Oculaire n° 3.

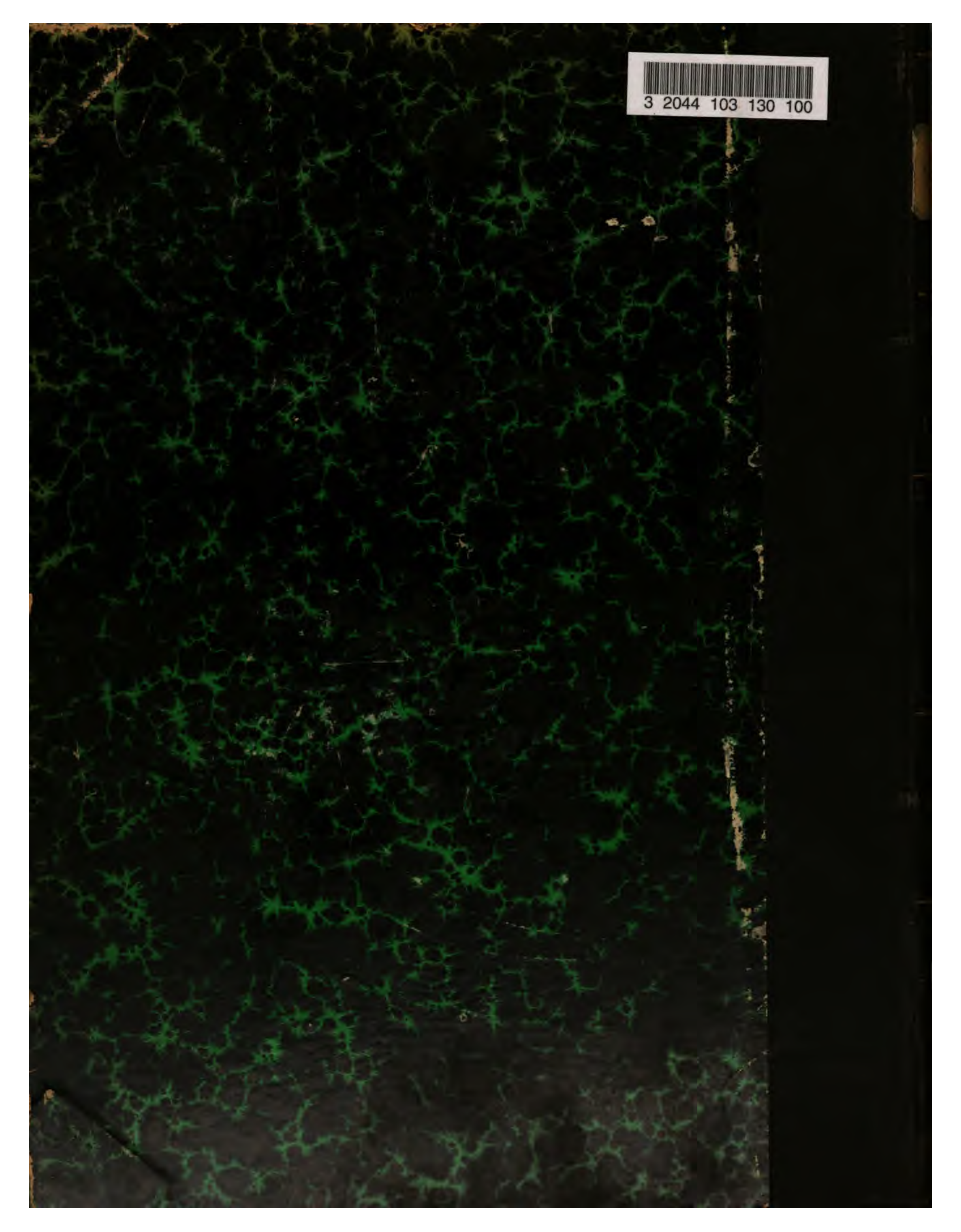
N° 7009. Minerai de Verkne-Tschouwal. Tschernichéwite parmi le quartz. Lumière naturelle. Objectif O. Oculaire n° 3.



Louis Duparc, Francis Pearce et M. Tikanowitch. Recherches pétrographipues sur l'Oural.

Phototypie SADAG, Sécheron-GENÈVE


DATE DUE
GAYLORD
PRINTED IN U.S.A.


3 2044 103 130 100